



**CHRONOLOGIE ET INTERPRETATION
PALEOCLIMATIQUE DES FLUCTUATIONS DES
GLACIERS DANS LES ANDES DE BOLIVIE (16°S)
DEPUIS LE MAXIMUM DU PETIT AGE
GLACIAIRE (17EME SIECLE)**

Antoine Rabatel

► **To cite this version:**

Antoine Rabatel. CHRONOLOGIE ET INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DES FLUCTUATIONS DES GLACIERS DANS LES ANDES DE BOLIVIE (16°S) DEPUIS LE MAXIMUM DU PETIT AGE GLACIAIRE (17EME SIECLE). Autre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00012124

HAL Id: tel-00012124

<https://theses.hal.science/tel-00012124>

Submitted on 12 Apr 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNITE DE RECHERCHE GREAT-ICE
Institut de Recherche pour le Développement

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183
Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier – Grenoble I
54, rue Molière – Domaine Universitaire
BP96 38402 SAINT-MARTIN-D'HERES Cedex (France)

CHRONOLOGIE ET INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DES FLUCTUATIONS DES GLACIERS DANS LES ANDES DE BOLIVIE (16°S) DEPUIS LE MAXIMUM DU PETIT AGE GLACIAIRE (17^{EME} SIECLE)

Antoine RABATEL

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Géographie Physique

Date de soutenance : 23 septembre 2005

Composition du jury :

M.	Max MAISCH	Rapporteur
Me.	Valérie MASSON DELMOTTE	Rapporteur
M.	Emmanuel LE ROY LADURIE	Examinateur
M.	Christian VINCENT	Examinateur
M.	Bernard FRANCOU	Directeur
M.	Philippe SCHOENEICH	Co-directeur

Avant-propos

Evidemment, au départ, avec Bernard Francou on a commencé par parler montagne... le Briançonnais, les Ecrins, la Cordillère des Andes... Puis, le temps est venu de parler recherche, sujet de thèse, Petit Age Glaciaire, Bolivie. Ainsi je tiens à remercier tout particulièrement Bernard pour m'avoir proposé de travailler avec lui sur cette thématique nouvelle au sein de l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD, pour m'avoir fait confiance, éclairé par son expérience et soutenu tout au long de ces trois années, tant par son suivi à distance, que par sa présence sur le terrain et son implication consciencieuse dans la préparation des colloques, rédactions des articles et du manuscrit. J'ai particulièrement apprécié les innombrables discussions que nous avons eu, crampons aux pieds, GPS à la main ou devant un verre de pisco !

Merci aussi à Philippe Schoeneich d'avoir accepté de co-diriger ce travail. Le regard averti du géomorphologue, lors de sa venue en 2004, sur chacune des marges proglaciaires des glaciers étudiés en Cordillère Royale fut riche d'enseignements. De même, sa lecture attentive du manuscrit, ses conseils tout au long de la thèse et son aide pour la préparation des TD de « géomorpho » que j'ai eu le plaisir d'encadrer m'ont toujours été profitables.

Je tiens à remercier les membres du jury, Valérie Masson-Delmotte, Max Maisch, Emmanuel Le Roy Ladurie et Christian Vincent d'avoir accepté de porter un œil critique sur ce travail.

Bien sûr, trois années de thèse, c'est beaucoup de collaboration. A ce propos, je tiens à remercier particulièrement Vincent Jomelli pour m'avoir accompagné tout au long de cette recherche. Instigateur de l'étude du PAG dans les Andes de Bolivie, et notamment de la lichenométrie, au sein de Great-Ice, c'est avec beaucoup de plaisir que j'ai arpenté inlassablement les moraines des glaciers boliviens à ses côtés, à la recherche des plus gros lichens ! Sans lui et sans la fine équipe des statisticiens « lichenomaîtres » – j'ai nommé Philippe Naveau, Daniel Cooley et Delphine Grancher qui ont développé la nouvelle méthode de traitement statistique des données lichenométriques – ce travail n'aurait pu aboutir. Merci donc à Delphine, Philippe et Daniel pour leur disponibilité et leurs lumières sur les subtilités de la méthode GEV.

De même, Abraham Machaca fait partie des personnes clefs dans la réalisation de ce travail. Sa contribution pour la réalisation des cartes topographiques par restitutions photogrammétriques a été essentielle. Te agradezco mucho Abraham para todo este tiempo pasado sobre el « Planicom », frecuentemente de noche o los fines de semana por culpa del uso casi continuo de los aparatos por los cartógrafos del IGM.

Mes remerciements vont tout aussi chaleureusement aux membres de l'IRD en Bolivie : Jean Vacher, Jeannette Gibon, Laurent, Marc, sans oublier Elsa, Nigma, Rocio, Cecilia, Liliam, Julio Cesar, Abdul et tous les autres qui facilitent grandement le travail quotidien en Bolivie. J'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer avec les partenaires de l'IHH, Edson, Javier, José, et les expatriés Grecs comme Robert et Philippe. Enfin, je ne saurais oublier l'ami Rolando, infatigable chofar et Alvaro, bien sûr, qui ont accepté avec joie de s'initier à la mesure des lichens... Ces deux années passées en Bolivie ont été pour moi un temps de découverte et un enrichissement personnel.

Une thèse, c'est aussi un contexte administratif nécessaire. Pour cela, mes remerciements vont à Pierre Ribstein qui a soutenu ce projet de thèse dès le début, malgré un financement difficile à boucler au départ, et aussi à tous les membres de Great-Ice à Montpellier dont particulièrement Anne Coudrain et Bernard Pouyaud, sans oublier Christine, Alain, Yann et les autres. Le laboratoire de glaciologie de Grenoble a constitué un lieu de travail idéal pour ma dernière année de thèse. Je tiens par conséquent à remercier Michel Fily et Jérôme Chappelaz pour m'avoir permis de bénéficier de très bonnes conditions de travail. De même le personnel de l'Ecole Doctorale TUE et en particulier Martine Barraud et Anne Marie Boullier.

Silvia et Herman Soruco ont grandement contribué au bien être quotidien en Bolivie, merci pour leur accueil chaleureux et leur soutien. Merci aussi à toute la bande des « franchistes », Hervé, Alexis, Aurélie, Zaki, Sophie, Fred, Virginie, Jean Charles, Eric, Annabelle..., et les amis boliviens : Carlos, Vania, Alvaro, Roberto, Denys, Paula y los demás. Un fuerte abrazo para Daniel y Vanessa avec qui j'ai eu le plaisir de passer beaucoup de temps ; votre amitié m'est très chère.

Merci aussi à Mathieu, insatiable pourvoyeur d'animations en tout genre, aux compagnons d'escalade de toujours : Jean-jean, Dom, Pascal, Bertrand, Axel, D'Jé et tous les autres... et à tous les gens du LGGE avec qui j'ai partagé de bons moments, particulièrement Yves, les Patrick, Florent, Stefan, Cloé, la troupe des joyeux thésards, sans oublier Jean Pierre et Christian qui ont agrémenté les à-côtés scientifiques de ma thèse en me permettant de collaborer à leurs activités sur les glaciers alpins. Une mention particulière à Renaud, maître cartographe, habile utilisateur d'Autocad, toujours prêt à donner de son temps. Que le petit JB ne me tienne pas rigueur d'avoir accaparé son papa !

Je ne peux qu'associer à ces remerciements mon entourage et ma famille pour leur soutien, particulièrement mes parents qui m'ont encouragé tout au long de mes velléités universitaires. Un clin d'œil au « 122 élargi », pour les recherches sur Jeannot, les macarons et les relectures attentionnées.

Enfin, un grand merci à Anne pour son attention, ses encouragements, sa compréhension et la patience dont elle a su faire preuve.

Sommaire

Résumé	vi
Abstract.....	vii
Resumen.....	viii
Introduction. Pourquoi étudier le Petit Age Glaciaire dans les Andes tropicales ?	1
Chapitre 1. Le Petit Age Glaciaire un phénomène inégalement étudié à l'échelle du globe .	5
1.1. Le Petit Age Glaciaire sous les tropiques.....	6
1.1.1. Les pays andins	7
1.1.1.1. L'Equateur	7
1.1.1.2. Le Pérou	8
1.1.1.3. La Bolivie.....	11
1.1.1.4. La Colombie et le Venezuela	13
1.1.2. Indonésie et Afrique.....	14
1.2. Le Petit Age Glaciaire sous les moyennes latitudes	16
1.2.1. Dans l'hémisphère nord	16
1.2.1.1. Les Alpes	16
1.2.1.2. Scandinavie et Islande.....	19
1.2.1.3. Amérique du Nord	20
1.2.1.4. Asie	20
1.2.2. Dans l'hémisphère sud	21
1.2.2.1. Andes du Chili et d'Argentine	21

1.2.2.2. Nouvelle-Zélande.....	23
1.3. Les causes probables du Petit Age Glaciaire.....	24
1.3.1. Agents de forçage externes au système océan–atmosphère	25
1.3.1.1. Les variations d’éclairement solaire	25
1.3.1.2. Le volcanisme	28
1.3.2. Agents de forçage internes au système océan–atmosphère.....	30
1.3.2.1. Les gaz à effet de serre : le forçage anthropique.....	30
1.3.2.2. La circulation thermohaline	31
1.3.3. Combinaison des différents forçages	32
1.4. Conclusion.....	33
Chapitre 2. Présentation du terrain d’étude.....	35
2.1. Localisation générale.....	35
2.2. Conditions climatiques en Cordillère Orientale	37
2.2.1. Les variations saisonnières.....	37
2.2.2. Le rôle de l’ENSO (El Niño Southern Oscillation).....	38
2.3. Les glaciers étudiés	40
2.3.1. Massif du Charquini.....	43
2.3.1.1. Glacier Sud du Charquini.....	44
2.3.1.2. Glacier Sud-Est du Charquini	46
2.3.1.3. Glacier Nord-Est du Charquini	47
2.3.1.4. Glacier Nord du Charquini.....	48
2.3.1.5. Glacier Ouest du Charquini.....	49
2.3.2. Massif du Huayna Potosi	51
2.3.2.1. Glacier du Zongo	52
2.3.2.2. Glacier Ouest du Huayna Potosi	54
2.3.3. Massif du Condoriri	55
2.3.3.1. Glacier du Condoriri	56
2.3.3.2. Glacier Tarija	57
2.3.4. Haute vallée d’Ichu Kota	59
2.3.5. Cordillère de Quimsa Cruz.....	61
2.4. Conclusion.....	62

Chapitre 3. Présentation des méthodes de travail	63
3.1. Que nous apprennent les moraines ?	63
3.1.1. Mise en place, signification.....	63
3.1.2. Morphostratigraphie.....	64
3.2. Méthodes de datation	66
3.2.1. La lichenométrie	67
3.2.1.1. Principes.....	67
3.2.1.2. L'échantillonnage	68
3.2.1.3. Description des surfaces d'âge connu	69
3.2.1.4. Traitement statistique des données	70
3.2.1.5. Comparaison des méthodes.....	75
3.2.2. Autres moyens.....	76
3.2.2.1. Documents historiques	76
3.2.2.2. Carbone 14	77
3.3. Méthodes de reconstruction des extensions glaciaires et des bilans de masse.....	78
3.3.1. Etablissement des cartes topographiques	79
3.3.2. Reconstruction des longueurs et des surfaces glaciaires	80
3.3.3. Reconstruction des lignes d'équilibre	80
3.3.4. Reconstruction des volumes.....	82
3.3.5. Reconstruction des bilans de masse	82
3.4. Moyens d'interprétation paléoclimatique.....	84
3.4.1. Modèle de Kuhn [1989]	85
3.4.2. Modèle de Kaser [2001].....	87
3.4.3. Approche utilisée par Stefan Hastenrath [1984]	88
3.4.4. Approche LGGE	89
3.4.5. Modèle d'Allison et Kruss	90
3.5. Conclusion.....	91
 Chapitre 4. Chronologie et reconstruction des fluctuations glaciaires depuis le maximum du Petit Age Glaciaire	 93
4.1. Description morphologique.....	94
4.2. Chronologie du Petit Age Glaciaire dans la Cordillère Orientale de Bolivie.....	97
4.2.1. Le maximum du Petit Age Glaciaire en Bolivie	100

4.2.2. Evolution postérieure au maximum du Petit Age Glaciaire.....	103
4.2.3. Comparaison avec les données de Müller pour la Cordillère de Quimsa Cruz.....	105
4.3. Variations des glaciers depuis le maximum du Petit Age Glaciaire	106
4.3.1. Variations de longueur et de surface depuis le maximum du PAG.....	106
4.3.2. Variations de l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA)	114
4.3.3. Variations du bilan de masse.....	116
4.4. Conclusion.....	120
Chapitre 5. L'évolution des glaciers : un indicateur paléoclimatique.....	123
5.1. Qu'est-ce qui fait varier les glaciers tropicaux ?	124
5.1.1. Les particularités des glaciers tropicaux	124
5.1.1.1. Saisonnalité du bilan de masse.....	124
5.1.1.2. Variabilité inter-annuelle du bilan de masse.....	125
5.1.1.3. Rôle de la température	129
5.1.1.4. Coefficient d'activité des glaciers tropicaux.....	129
5.1.2. ELA ₀ et AAR ₀ pour l'actuel.....	130
5.1.3. Pour résumer : les variables climatiques clefs contrôlant le bilan de masse des glaciers tropicaux	132
5.2. Les fluctuations des glaciers de Bolivie et le contexte climatique régional depuis le maximum du Petit Age Glaciaire	133
5.2.1. La période d'extension maximale des glaciers boliviens au Petit Age Glaciaire : une période froide et humide ?	134
5.2.1.1. Interprétation des variations de l'altitude de la ligne d'équilibre.....	134
5.2.1.2. Variation de bilan de masse donnée par l'approche LGGE.....	136
5.2.1.3. L'apport d'autres « proxies » et les hypothèses sur ce qu'a pu être la variation de certains paramètres climatiques depuis le maximum du PAG.....	139
5.2.2. Les causes probables du retrait des glaciers entre la seconde moitié du 17 ^{ème} et la fin du 19 ^{ème} siècle	141
5.2.3. Qu'est-ce qui a précipité le recul des glaciers à la fin du 19 ^{ème} siècle ?.....	144
5.2.4. Le recul des glaciers tropicaux au 20 ^{ème} siècle comme conséquence d'un réchauffement du climat ?.....	146
5.2.5. Le fort recul des glaciers depuis 2 à 3 décennies	148
5.3. Conclusion.....	149
Conclusions générales et perspectives	151

Références bibliographiques	155
Liste des figures	169
Liste des tableaux	173
Annexes	175
Annexe 1	177
Annexe 2	179
Annexe 3	181
Annexe 4	183
Encart Photographique.....	185

Résumé

L'évolution d'une quinzaine de glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie (16-17°S ; 68°W), depuis leur phase d'extension maximale du Petit Age Glaciaire (PAG) jusqu'à la fin du 20^{ème} siècle, a pu être reconstruite sur la base des dix principales moraines observées sur les marges proglaciaires et de six couples de photographies aériennes. L'ensemble des moraines, dont la correspondance géomorphologique a pu être établie d'un glacier à l'autre, a été daté par lichenométrie (*Rhizocarpon geographicum s.l.*) en utilisant une nouvelle méthode de traitement statistique des données basée sur la théorie des valeurs extrêmes. Le maximum d'extension des glaciers est daté de la deuxième moitié du 17^{ème} siècle. Les glaciers ont gardé, jusque durant la première moitié du 18^{ème} siècle, une position quasiment équivalente à ce maximum. A partir des années 1730-40 s'amorce une phase de retrait continue des glaciers. Les moraines les plus importantes attestent de périodes de stagnation des fronts ou de réavancées n'ayant cependant jamais été d'ampleur suffisante pour remanier les dépôts morainiques précédemment mis en place. La fin du 19^{ème} et le début du 20^{ème} siècle sont marqués par une accélération du recul des glaciers. Durant le 20^{ème} siècle, la décrue reste rapide. Sur l'ensemble de la période d'étude, les glaciers enregistrent une perte moyenne de près de 60% de leur surface maximale, ce qui correspond à une remontée d'environ 135 m de l'altitude de leur ligne d'équilibre. Les datations du maximum du PAG et des stades morainiques ultérieurs, aussi bien que l'évolution des glaciers boliviens depuis la fin du 19^{ème} siècle sont concordants avec les données disponibles dans d'autres massifs des Andes intertropicales, notamment au Pérou et en Equateur. On émet l'hypothèse d'un synchronisme de l'évolution des glaciers à l'échelle régionale en réponse à un forçage climatique commun. L'interprétation paléoclimatique des données obtenues permet de supposer que l'extension maximale des glaciers boliviens correspond à une période pendant laquelle les précipitations étaient supérieures de 20 à 30% à leur niveau actuel et les températures inférieures de 0,4 à 0,6°C. En outre, on note la concomitance entre les périodes de moindre activité solaire et celles d'avancée des glaciers. Le retrait, à partir de la première moitié du 18^{ème} siècle, serait en grande partie dû à une baisse des précipitations. Ces hypothèses sont en accord avec les indications issues d'autres « proxies » du climat, encore peu nombreux dans cette région des Andes, que sont par exemple les carottes de glace extraites de la calotte glaciaire de Quelccaya au sud du Pérou. L'occurrence de nombreux et intenses phénomènes El Niño à la fin du 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle, mise en évidence par plusieurs indicateurs, pourrait être responsable de l'accélération du retrait des glaciers à cette période et aurait sans doute précipité la fin du PAG à l'échelle des tropiques andins. Contrairement aux périodes précédentes pendant lesquelles l'évolution des glaciers semble avoir été principalement contrôlée par les précipitations, leur retrait durant le 20^{ème} siècle apparaît comme résultant d'une hausse combinée des températures et de l'humidité.

Abstract

The evolution of about fifteen glaciers of the Bolivian Eastern Cordillera (16-17°S; 68°W), since their Little Ice Age (LIA) maximum till the late 20th century, has been reconstructed on the basis on ten main moraines observed on the glacier forelands and six aerial photographs. A correspondence between the moraines from a glacier margin to another has been established using geomorphological criteria. These moraines have been dated by lichenometry (*Rhizocarpon geographicum s.l.*) using a new statistical method based on the extreme values theory. Glacier maximal extent has been dated from the second half of the 17th century. Glaciers kept, until the first half of the 18th century, a quite similar position. From the 1730s – 40s, they began to retreat nearly continuously. The most important moraines attest to periods of standstill or small advances which were never strong enough to remove former moraines. Glacier retreat accelerated during the late 19th and early 20th centuries. Over the 20th century retreat remains fast. Over the whole studied period, glaciers lost about 60% of their maximal extent and the ELA rose by about 135 m. Moraines' dating as well as Bolivian glaciers' evolution since the late 19th century are in good agreement with data available in other places of the tropical Andes such as in Peru and Equator. A synchronism in glacier evolution at a regional scale due to a common climatic forcing can be stressed. We suppose that the Bolivian glaciers' maximal extent was forced by enhanced precipitation (20 to 30% higher than current mean) and reduced temperature (0.4 to 0.6°C lower than current mean). In addition, we can note the concomitance between periods of low solar activity and periods of glacier advances. Retreat from the first half of the 18th century could be mainly due to a decrease in precipitation. These hypothesis agree with the results obtained from the scarce climate proxies available in this part of the Andes such as the ice core retrieved in the southern Peru Quelccaya ice cap. During the late 19 – early 20th century, numerous and intense El Niño events, pointed out by several indicators, could be responsible of the accelerated glacier recession which precipitated the LIA ending in the tropical Andes. Unlike the former periods during which glacier evolution appears to have been mainly controlled by precipitation, their retreat during the 20th century seems to have been the result from a combined increase in temperature and humidity.

Resumen

La evolución de unos quince glaciares de la Cordillera Oriental de Bolivia (16-17°S ; 68°W), desde su fase de extensión máxima de la Pequeña Edad Glaciar (PEG) hasta el final del siglo 20, fue reconstruida basándose en diez morrenas observadas sobre los márgenes proglaciares y seis pares de fotografías aéreas. Las morrenas, cuya correspondencia geomorfológica fue establecida de un glaciar al otro, fueron datadas por liquenometría (*Rhizocarpon geographicum s.l.*) usando un nuevo método de proceso estadístico de datos basado en la teoría de los valores extremos. La extensión máxima de los glaciares fue datada de la segunda mitad del siglo 17. Los glaciares se quedaron hasta la primera mitad del siglo 18 en una posición casi equivalente a su máximo. A partir de los años 1730-40, se inició un retroceso continuo de los glaciares. Las morrenas más importantes atestiguan de periodos de estancamiento de los frentes glaciares o de avances de menor amplitud ya que en ningún caso las morrenas establecidas anteriormente fueron destruidas. El final del siglo 19 y el inicio del siglo 20 fueron marcados por una aceleración del retroceso de los glaciares. Durante el siglo 20, el decrecimiento sigue siendo importante. Durante todo el periodo de estudio, los glaciares registran una pérdida promedio de un 60% de su superficie máxima, lo que corresponde a una subida de unos 135 m de altura de su línea de equilibrio. Las dataciones del máximo de la PEG y de las morrenas erigidas posteriormente, tal como la evolución de los glaciares bolivianos desde el final del siglo 19 concuerdan con los datos disponibles en otros macizos de los Andes tropicales, particularmente en el Perú y el Ecuador. Se puede emitir la hipótesis de una evolución en sincronía de los glaciares al nivel regional en respuesta a una causa climática común. La interpretación paleoclimática de los datos obtenidos permite suponer que la extensión máxima de los glaciares bolivianos corresponde a un periodo durante el cual las precipitaciones fueron de 20 a 30% por encima de su nivel actual y las temperaturas más bajas de 0,4 a 0,6°C. Además, se puede notar una concordancia entre los periodos de baja actividad solar y los periodos de avance de los glaciares. El retroceso a partir de la primera mitad del siglo 18 debe ser la consecuencia de un descenso de las precipitaciones. Esas hipótesis están de acuerdo a lo que demuestran otros indicadores del clima, aunque son todavía raros en esta zona de los Andes, como los testigos de hielo extraídos del casquete de hielo del Quelccaya al sur del Perú. Los numerosos e intensos eventos El Niño al final del siglo 19 y a principios del siglo 20, evidenciados por muchos indicadores, podrían ser responsables de la aceleración del retroceso de los glaciares durante este periodo y habrían aparentemente precipitado el final de la PEG a la escala de los trópicos andinos. Contrariamente a los periodos precedentes durante los cuales la evolución de los glaciares parece ser principalmente controlada por las precipitaciones, su retroceso durante el siglo 20 parece ser el resultado de un aumento tanto de la temperatura como de la humedad.

Introduction

Pourquoi étudier le Petit Age Glaciaire dans les Andes tropicales ?

C'est pour décrire des formations morainiques récentes, faiblement érodées et peu végétalisées, de Sierra Nevada en Californie que le nord-américain F.E. Matthes a employé pour la première fois, en 1939, le terme de « Little Ice Age », soit Petit Age Glaciaire (PAG) en français. Ne pouvant dater ces moraines, il les attribua à la seconde partie de l'Holocène, c'est-à-dire aux 4000 dernières années qui ont succédé à la période « chaude », dite Optimum Climatique Holocène (OCH), qui marqua la transition Pléistocène-Holocène et les 7000 premières années de l'Holocène. Ainsi, c'est dans ce sens large et pour décrire un phénomène avant tout glaciologique, des phases d'avancées glaciaires plus importantes que leur étendue actuelle, que l'expression Petit Age Glaciaire fut introduite dans la littérature scientifique. Son usage a ensuite dérivé.

Le Petit Age Glaciaire de Matthes, c'est-à-dire les 4000 dernières années, est aujourd'hui appelé Néoglaciale [Röthlisberger ; 1986]. Bien que la dernière phase d'avancée des glaciers ayant culminé entre le début du 17^{ème} et le milieu du 19^{ème} siècle [Grove, 1988¹] ne soit qu'une des phases d'avancée et de retrait des glaciers au cours du Néoglaciale, toutes ayant été d'ampleur quasiment similaire [Röthlisberger ; 1986], ce n'est que pour qualifier cette dernière que l'expression Petit Age Glaciaire est aujourd'hui utilisée.

Bien qu'elle ait fait l'objet de controverse, du fait que les avancées glaciaires du PAG soient sans commune mesure, en durée et en amplitude, avec les grandes glaciations du Pléistocène [Le Roy Ladurie, 1967, 2004 ; Patzelt, 1980 ; Pfister, 1984], cette expression et son usage dans son sens restreint, c'est-à-dire la période d'avancée de glaciers ayant culminé entre le 17^{ème} et le 19^{ème} siècle, sont aujourd'hui largement acceptés par les communautés scientifiques des historiens, géographes, glaciologues et climatologues.

¹ Cet ouvrage a été réédité en 2004. N'ayant pas pu avoir accès à cette nouvelle édition, elle ne sera pas mentionnée par la suite.

On s'accorde à dire, sur la base de la chronologie des fluctuations glaciaires établie dans les Alpes, que la fin du PAG coïncide avec la période de retrait général et accéléré des glaciers qui a suivi le maximum du milieu du 19^{ème} siècle [Le Roy Ladurie, 1967, 2004 ; Zumbühl et Holzhauser, 1988].

En revanche, concernant le début du PAG, les avis divergent. En effet, si dans la plupart des massifs montagneux du globe où le PAG a été documenté, les avancées du 17^{ème} et/ou du 19^{ème} siècle ont été les plus importantes, dans certains cas des moraines datées des 13^{ème} et 14^{ème} siècles attestent d'une période d'extension d'ampleur aussi importante voire légèrement supérieure [Grove, 1988]. Ainsi, pour la majorité des auteurs, le PAG comprend l'ensemble des avancées glaciaires entre les 13^{ème} et 19^{ème} siècles [par exemple : Lamb, 1982 ; Holzhauser, 1984 ; Le Roy Ladurie, 2004], mais les avancées des 13^{ème} et 14^{ème} siècles n'attestant que rarement de la phase d'extension maximale des glaciers, c'est souvent la période fin 16^{ème} – milieu 19^{ème} qui est retenue quand on utilise l'expression PAG.

Il est important de remarquer que si la datation des moraines prouvant l'extension des glaciers à un moment donné est aujourd'hui assez facilement réalisable, vouloir dater la période à partir de laquelle les glaciers commencent à avancer pour former leur moraine est beaucoup plus difficile dès lors que l'on ne dispose généralement pas d'observations directes.

Ainsi, afin de clarifier mon propos, il est nécessaire de préciser que dans le présent travail, l'expression PAG sera utilisée dans le sens généralement accepté aujourd'hui comme étant la période multiséculaire de crue glaciaire qui a culminé entre les 17^{ème} et 19^{ème} siècles.

Même si actuellement, de nombreuses études viennent appuyer le fait que les avancées des glaciers au cours du PAG ont été générales à l'échelle de la planète, leur chronologie et leur quantification n'ont été clairement et précisément établies que pour certains massifs montagneux des latitudes tempérées de l'hémisphère nord grâce notamment à l'importante quantité de documents historiques (cf. figure I.1.). Ailleurs, les moraines témoignant des avancées maximales ont souvent pu être datées, mais il reste de nombreux massifs pour lesquels les connaissances sont très limitées voire inexistantes. A cet égard, les massifs montagneux de la zone intertropicale comptent parmi les moins étudiés. C'est particulièrement le cas des Andes centrales et notamment de la Bolivie, raison pour laquelle ce travail a été entrepris.

Ainsi, il reste encore beaucoup à faire pour améliorer la connaissance du phénomène en lui-même et faire le tour du problème de sa répartition géographique, de sa durée et de son ampleur. De même une connaissance précise des fluctuations des glaciers à l'échelle de la planète est requise afin de comprendre dans quelle mesure, et en réponse à quel forçage, les glaciers ont fluctué de manière synchrone ou pas à l'échelle régionale et à l'échelle globale.

Il est aujourd'hui largement admis que les glaciers constituent de bons indicateurs du climat et de ses variations du fait même de leur mode de fonctionnement [Paterson, 1994 ; IPCC, 2001]. Ainsi, une avancée glaciaire généralisée dans un massif est nécessairement le reflet d'une péjoration climatique. D'ailleurs, d'un point de vue climatique, le PAG constitue la dernière variation marquée de l'Holocène. A l'inverse des cycles glaciaire – interglaciaire du Pléistocène, son origine n'est pas dépendante des paramètres astronomiques terrestres. Il s'agit plutôt d'une

variation de moins grande ampleur résultant d'une combinaison de forçages internes et externes au système terrestre. Cependant, dans quelle mesure les forçages généralement mentionnés (par exemple, l'activité solaire, l'activité volcanique, les gaz à effet de serre) dont le rôle est encore mal compris, ont-ils eu des conséquences au niveau global ? En d'autres termes, leur influence a-t-elle été identique partout ?

De plus, certains mécanismes de circulation atmosphérique et océanique régionaux, comme l'oscillation du Pacifique Sud, ou de l'Atlantique Nord, n'ont-ils pas pu contrecarrer ou augmenter les effets des forçages globaux ?

On se rend compte, de nouveau, que sans une connaissance précise et générale des fluctuations glaciaires sur l'ensemble du globe, vouloir répondre à ces questions reste un exercice incertain.

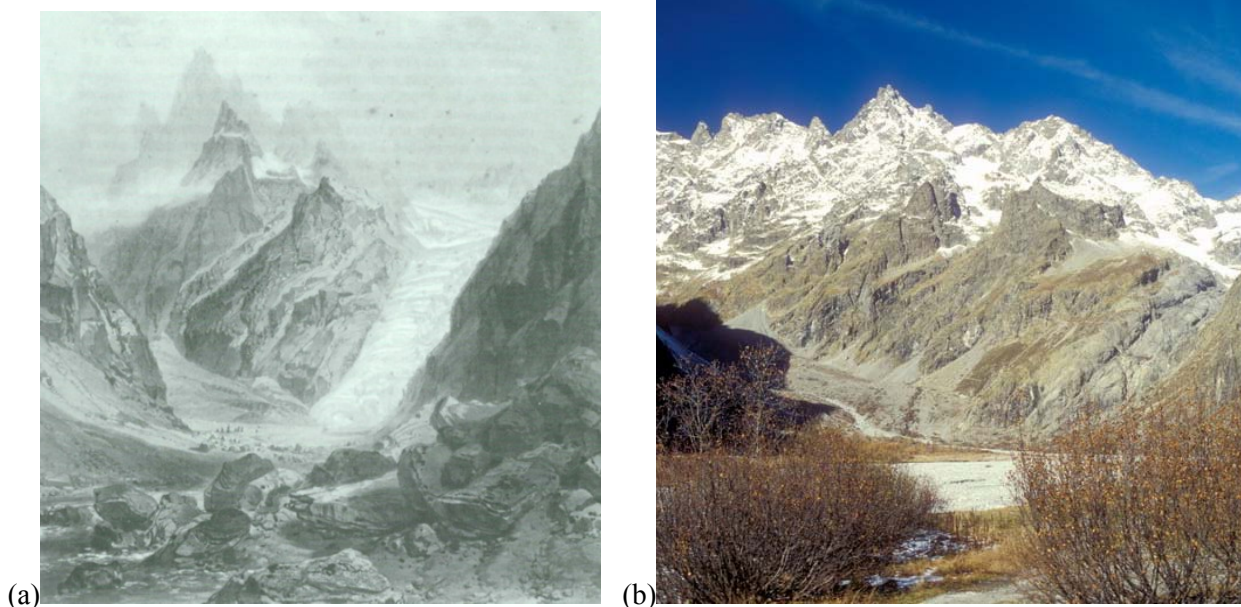
Enfin, dans le contexte actuel de changement climatique, mieux comprendre quelle a été la variabilité climatique au cours des derniers siècles doit nous permettre de replacer le réchauffement constaté sur le 20^{ème} siècle dans un contexte plus général. Là encore, la connaissance des fluctuations des glaciers au cours du PAG est un élément essentiel.

Il ne s'agit pas dans le cadre de cette thèse d'apporter une réponse à chacune de ces questions. Comme je l'ai souligné, trop de données manquent encore à l'échelle globale pour connaître les variations des glaciers et comprendre leur origine. Le but de ce travail est plutôt de fournir des renseignements supplémentaires aux nombreuses études déjà existantes afin d'améliorer la compréhension du PAG dans une partie des Andes intertropicales, la Bolivie, où les renseignements sont quasiment inexistantes et, grâce à eux, de consolider ou minimiser certaines hypothèses préexistantes quant à l'origine et au déroulement de ce phénomène. Dans ce but, cette thèse vise trois objectifs. Il s'agit 1) d'établir une chronologie des fluctuations glaciaires durant le PAG sur la base des moraines, 2) de reconstituer l'ampleur des fluctuations glaciaires (surface, ELA, volume, bilan) au cours du PAG et de la décrue contemporaine, 3) de quantifier la variation des paramètres climatiques ayant permis les avancées glaciaires au cours du PAG et ayant favorisé la décrue contemporaine des glaciers.

A cette fin, je présenterai dans une première partie un état, non exhaustif, des connaissances actuelles sur le PAG, d'abord dans la zone intertropicale, puis, plus rapidement, pour les massifs des latitudes tempérées des deux hémisphères, et un résumé des forçages climatiques généralement mentionnés comme étant à l'origine des variations climatiques des derniers siècles. Le terrain d'étude, c'est-à-dire les glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie et leur marge proglaciaire qui ont servi à ce travail, ainsi que le contexte climatique régional seront présentés dans le deuxième chapitre. Le troisième chapitre sera consacré à la présentation de l'ensemble des méthodes de travail utilisées, tant pour établir la chronologie des fluctuations glaciaires au cours du PAG (analyse morphologique, relevés topographiques, restitution cartographique, datation par lichenométrie), que pour reconstruire leur ampleur, c'est-à-dire les paramètres glaciologiques tels que la surface, l'altitude de la ligne d'équilibre et le bilan de masse qui serviront de base à la reconstitution paléoclimatique. Dans la quatrième partie, j'exposerai

l'ensemble des résultats obtenus : la chronologie et la quantification de l'évolution des glaciers durant les quatre derniers siècles, et j'évaluerai leur pertinence en me basant sur les travaux réalisés dans d'autres massifs montagneux des Andes intertropicales. Enfin, dans la cinquième partie, je présenterai d'abord le mode de fonctionnement et les particularités des glaciers tropicaux ; ceci me permettra de mettre en évidence les paramètres climatiques clés contrôlant leur évolution et ayant nécessairement dû varier au cours des siècles précédents pour permettre aux glaciers de connaître une période de crue. Ensuite, j'exposerai les différents scénarios climatiques possibles, construits à partir de la chronologie et de la quantification des variations des glaciers au cours du PAG. A la lumière des indications que peuvent fournir d'autres « proxies » du climat comme les carottes de glace, j'affinerai les scénarios établis pour conclure sur ce qu'ont pu être le climat et son évolution, principalement à l'échelle régionale, depuis la période d'extension maximale des glaciers au cours du PAG jusqu'à nos jours.

Figure I.1. : Le Pré de Mme Carle (massif des Ecrins, France). (a) Lithographie de L. Sabatier extraite de l'ouvrage : « Voyages Pittoresques : Le Dauphiné ». Elle montre l'étendue des glaciers Blanc et Noir vers 1860 peu après leur phase d'extension maximale, quand ils se rejoignaient au Pré de Mme Carle. (b) Le même endroit en 1998 (Photographie A. Rabatel) ; suite à la décrue glaciaire, les deux glaciers se sont éloignés du Pré de Mme Carle de plus d'un kilomètre.



Chapitre 1

Le Petit Age Glaciaire un phénomène inégalement étudié à l'échelle du globe

En 1988, la géographe Jean Grove a publié un ouvrage de synthèse dressant un état des connaissances sur le Petit Age Glaciaire (PAG) dans toutes les régions du monde où il a été étudié à partir de données glaciologiques (moraines, carottages) et historiques (archives, cartes, peintures...). Depuis ce livre, et malgré la publication de nombreuses études permettant d'affiner localement les chronologies des fluctuations glaciaires, aucun autre essai de synthèse n'a été entrepris à l'échelle planétaire. A l'échelle régionale, pour les latitudes tempérées essentiellement, plusieurs auteurs ont néanmoins publié des synthèses sur un massif comme les Alpes françaises ou suisses [Le Roy Ladurie, 2004 ; Zumbühl et Holzhauser, 1988], une région climatique comme la Scandinavie [Nesje et Dahl, 2000], un continent comme l'Amérique [Luckman et Villalba, 2001]. Le présent chapitre ne prétend pas combler ce manque de synthèse globale, ce n'est pas le propos.

Je m'attacherai dans un premier temps à présenter les résultats les plus significatifs des études sur le PAG menées sous les latitudes tropicales afin de poser les bases de la comparaison à l'échelle régionale de la chronologie acquise à partir des glaciers boliviens. Ensuite, je rappellerai les principaux résultats obtenus pour des massifs montagneux des latitudes tempérées pour caractériser les similitudes et dissemblances pouvant exister entre les différentes zones climatiques. En raison des nombreuses synthèses existantes, cette partie consacrée aux moyennes latitudes sera plus brève que celle relative à la zone tropicale.

Enfin, dans la dernière partie de ce chapitre, je ferai mention des divers forçages climatiques généralement évoqués comme étant à l'origine du PAG et utilisés dans le cadre des modélisations climatiques du dernier millénaire. On peut souligner dès à présent qu'il existe un réel manque de données sous les latitudes tropicales en milieu continental (hors coraux et spéléothèmes) pour reconstruire le climat des derniers 1000 ans. Les reconstitutions existantes ne se réfèrent qu'aux latitudes moyennes [Cook *et al.*, 1992 ; Mann *et al.*, 1998, 1999 ; Crowley, 2000 ; Mann et Jones, 2003 ; Luterbacher *et al.*, 2004]. Les glaciers (via les moraines et les carottages) peuvent pallier en partie cette lacune en attendant d'autres indicateurs en cours d'étude, comme la dendroclimatologie.

1.1. Le Petit Age Glaciaire sous les tropiques

Contrairement aux latitudes tempérées de l'hémisphère nord, les études des fluctuations glaciaires faites sur la base des moraines et ne concernant que le PAG sont très rares pour les massifs montagneux des latitudes tropicales. Dans son livre paru en 1988, Grove signale que ces massifs comptent parmi les moins documentés au monde ! Seuls les récents travaux de Solomina *et al.* [sous presse] réalisés en Cordillère Blanche au Pérou portent sur le PAG.

En revanche, concernant les fluctuations glaciaires à plus longue échelle de temps, l'Holocène, le Pléistocène, les références ne manquent pas [voir, parmi d'autres, Mercer et Palacios, 1977 ; Hastenrath, 1981 ; Clapperton, 1983 ; Röthlisberger, 1986]. Certaines mentionnent les moraines les plus proches des glaciers actuels, les attribuant au PAG, sans chercher à les dater avec précision. Dans plusieurs cas, des datations au ^{14}C de ces moraines « jeunes » ont été effectuées [Gouze *et al.*, 1986 ; Seltzer, 1992], mais, en raison des fortes variations du taux de production du ^{14}C dans l'atmosphère au cours des derniers siècles, leur interprétation reste incertaine. Rodbell [1992] est l'un des premiers à utiliser la lichenométrie dans la zone andine intertropicale pour dater des moraines, le manque de point de calage pour établir une courbe de croissance précise ne lui permet toutefois pas d'obtenir des datations fiables (cf. ci-après).

Sur la base de ces études, Clapperton [1983], puis Röthlisberger [1986] soulignent le synchronisme et l'équivalence en terme de magnitude des fluctuations glaciaires du Pléistocène et de l'Holocène à l'échelle des Andes, de l'hémisphère Sud et même de la planète.

En outre, l'avancée glaciaire du PAG apparaît en de nombreux points de la Cordillère Andine comme la plus importante poussée glaciaire au cours des deux à trois mille dernières années, voire de l'Holocène [Gouze *et al.*, 1986 ; Röthlisberger, 1986].

En raison de l'isolement de ces zones englacées durant les derniers siècles, les documents historiques apportant des informations sur l'étendue des glaciers et leurs fluctuations sont très rares en Amérique du Sud et notamment en Bolivie. Ceci est moins vrai au Pérou et surtout en Equateur où de nombreux naturalistes et explorateurs ont pénétré dans les cordillères aux 18 et 19^{ème} siècles. Leurs écrits, même s'ils donnent un aperçu de la glaciation à un moment donné (cf. ci-après), ne permettent malheureusement pas de retracer les fluctuations des glaciers, comme cela a pu être le cas en Europe et notamment dans les Alpes françaises [Le Roy Ladurie, 1967] ou suisses [Zumbühl et Holzhauser, 1988].

L'Equateur, le Pérou et la Bolivie ayant fait l'objet d'études plus nombreuses seront traités individuellement. J'ai choisi de regrouper la Colombie et le Venezuela d'une part, l'Afrique et l'Indonésie d'autre part, en raison de la quantité plus modeste de données disponibles.

² Méthode de datation basée sur la mesure du taux de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ d'un échantillon, sachant que le taux de ^{12}C est constant et connaissant la période radioactive du ^{14}C égale à 5568 ans.

1.1.1. Les pays andins

1.1.1.1. L'Equateur

En 1981, Stefan Hastenrath publie la première synthèse sur la glaciation dans les Andes d'Equateur. Il recense trois principaux stades morainiques répartis entre 3500 mètres d'altitude et environ 4800 mètres d'altitude, proximité des fronts actuels. Le plus externe est attribué au dernier maximum glaciaire, l'intermédiaire et le plus récent, non végétalisés, au PAG (non daté) et au 20^{ème} siècle respectivement. Sur la base de documents historiques, il aboutit à la conclusion que durant le 16^{ème} siècle et la première moitié du 18^{ème}, les glaciers d'Equateur étaient beaucoup plus vastes qu'aujourd'hui. Il évalue à environ 300 mètres l'abaissement de l'altitude de la ligne d'équilibre³ entre le stade morainique attribué au PAG et la fin des années 1970.

Dans un chapitre d'ouvrage récemment publié par l'IFEA, Bernard Francou [2004] présente de nombreuses données historiques basées sur les récits et notes de voyage d'explorateurs, de scientifiques, d'alpinistes ayant arpenté les volcans d'Equateur depuis le 18^{ème} siècle. Grâce aux académiciens français comme Charles-Marie de la Condamine (18^{ème} siècle), aux naturalistes comme Alexander Von Humboldt (19^{ème} siècle), aux alpinistes comme Edward Whymper (fin du 19^{ème}) et aux scientifiques comme Reiss, Stüben, Meyer (fin du 19^{ème}), il est possible de retracer l'état de la glaciation au cours du temps, notamment l'altitude de la ligne des neiges permanentes (ou ligne d'équilibre sur les glaciers) en s'appuyant sur l'état d'enneigement des volcans en fonction de leur altitude.

En outre, les scientifiques de la seconde moitié du 19^{ème} siècle étaient généralement accompagnés de peintres chargés de représenter, avec le maximum de réalisme, les terrains d'études parcourus. De nombreux tableaux, comme ceux de Troya (entre 1872 et 1920 environ) ou Reschreiter (1903), permettent de se rendre compte de l'étendue des glaciers et de leur retrait rapide durant les dernières décennies du 19^{ème} siècle. Le tableau de Troya représentant le glacier de la caldera de l'Altar dans la haute vallée de Collanes montre que le glacier se situe déjà bien en retrait de sa moraine attestant de son extension maximale du PAG (cf. figure 1.1.). Plusieurs de ces œuvres sont représentées dans García et Francou [2002].

Il en ressort que :

- i) Les glaciers d'Equateur étaient plus étendus au cours des 17^{ème} et 18^{ème} siècles (et peut-être avant) avec une altitude de ligne de neige située aux environs de 4700-4750 mètres d'altitude ;

³ La ligne d'équilibre est glaciologiquement définie, par la mesure du bilan de masse, comme la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation, c'est-à-dire l'endroit du glacier où le bilan de masse annuel est nul. La ligne de neige (ou limite des neiges permanentes) correspond à la limite inférieure au-dessus de laquelle la neige ne fond pas, y compris en dehors des glaciers. Dans le cadre de cet état des connaissances sur le PAG, on considère les expressions : ligne d'équilibre, ligne de neige et limite des neiges permanentes comme synonymes.

- ii) Dans les années 1860-70, l'altitude de la ligne de neige est quasi inchangée (autour de 4750-4800, soit une cinquantaine de mètres plus haut qu'au 18^{ème} siècle), les fronts des glaciers sont néanmoins un peu en retrait des moraines les plus externes ;
- iii) Un retrait très marqué des glaciers a lieu durant les deux dernières décennies du 19^{ème} et la première décennie du 20^{ème} siècle, avec une remontée moyenne de 150 mètres en altitude des fronts glaciaires ;
- iv) Le retrait est plus lent dans le courant de la première moitié du 20^{ème} siècle, puis s'accélère de nouveau à partir de la fin des années 1970. Vers 1975, la ligne de neige se situe vers 4900-4950 mètres d'altitude en moyenne [Hastenrath, 1981] ;
- v) Au début du 21^{ème} siècle, la ligne de neige se situe le plus généralement autour de 5000 mètres d'altitude pour des glaciers à l'équilibre [Francou *et al.*, 2004]. Cela représente une remontée de presque 300 mètres depuis la phase d'extension maximale du PAG. La décrue durant les dernières années du 20^{ème} siècle présente des taux particulièrement forts.

*Figure 1.1. : Caldera du volcan Altar, haute vallée de Collanes, Equateur.
Peinture de Rafaël Troya, 1872.*



1.1.1.2. Le Pérou

Bien que les massifs du Pérou regroupent la majorité des glaciers tropicaux (71% dont plus de 25% pour la seule Cordillère Blanca [Kaser, 1999]), les renseignements concernant la chronologie des fluctuations glaciaires au cours du PAG sont très rares.

Concernant les glaciations quaternaires, Pléistocène et Holocène, on retrouve généralement quatre stades morainiques majeurs depuis le plus externe, datant du dernier maximum glaciaire, aux cordons récents, attribués au PAG, en passant par les stades tardiglaciaires (~10-12000BP)

et ceux dits néoglaciaux (seconde moitié de l'Holocène) [Mercer et Palacios, 1977 ; Clapperton, 1981 ; Rodbell, 1992, 1993].

Dans une étude consacrée aux stades holocènes en Cordillère Blanche, Rodbell [1992] a utilisé la lichenométrie pour tenter de préciser les âges des dépôts glaciaires les plus récents. Les mesures ont été réalisées sur des lichens appartenant au genre *Rhizocarpon*. L'auteur place deux stades morainiques, Gueshque 1 et 2, à l'intérieur du dernier millénaire, les datant respectivement de la période 1250–400BP et du 19^{ème} siècle.

Cependant les résultats de Rodbell sont discutables. En effet, pour le calage de sa courbe de croissance des espèces de lichen utilisées, il ne possède qu'un point à l'intérieur du dernier millénaire, daté de surcroît, comme pour l'ensemble de ses points de calage, au ¹⁴C, c'est-à-dire avec une forte marge d'incertitude. De fait, il est fort probable que la datation obtenue pour le stade Gueshque 1 soit trop ancienne. Une autre possibilité viendrait du fait qu'il ait inclus, au sein d'un même stade morainique, des cordons érigés lors d'avancées antérieures avec les cordons attestant du PAG à proprement parler.

La première et unique étude présentant des datations de fluctuations glaciaires au sein du PAG sous les tropiques a été réalisée par Solomina *et al.* [sous presse] en Cordillère Blanche, toujours à partir de lichenométrie. Les auteurs ont réutilisé les données de Rodbell en améliorant la courbe de croissance afin de préciser les datations. L'étude menée sur 66 moraines de 14 glaciers montre que la phase d'extension maximale des glaciers au cours du PAG date de la période AD 1590–1720. D'autres cordons, plus proches des fronts actuels, attestent d'une période d'avancée d'amplitude inférieure à celle du maxi-PAG, datée entre 1780AD et 1880AD.

Fin 2004, Vincent Jomelli (IRD–Great Ice), qui a collaboré au travail de Solomina, a réalisé une large campagne de mesures lichenométriques sur d'autres glaciers de la Cordillère Blanche. Les mesures sont actuellement en cours de traitement, mais des résultats préliminaires sur le Glacier Yanamarey [Hastenrath et Ames, 1995 a, b] datent sa moraine la plus externe de la première moitié du 17^{ème} siècle, ce qui concorde avec les résultats présentés par Solomina *et al.*. Sur certains appareils, il trouve des traces d'un cordon plus ancien daté du 14^{ème} siècle. Cette moraine n'apparaissant pas d'une manière systématique sur toutes les marges proglaciaires, il en conclut que la moraine attestant du maximum d'extension du PAG est celle datée du 17^{ème} siècle [Jomelli, communication personnelle]. Notons que ces cordons pourraient correspondre à ceux que Rodbell a pris en compte, en même temps que les moraines attestant de l'extension des glaciers au 17^{ème} siècle, dans son stade Gueshque 1.

Concernant la fin du PAG, les études fondées sur les moraines ne permettent pas pour le moment d'en préciser la période. Les quelques informations rapportées par les naturalistes du 19^{ème} siècle à l'image de l'italien Antonio Raimondi, et par les nombreux scientifiques du 20^{ème} siècle nous fournissent néanmoins quelques traits intéressants sur l'évolution des glaciers durant les dernières décennies du 19^{ème} et le début du 20^{ème} siècle.

Sur la base des documents laissés par Raimondi et notamment une peinture qu'il lui attribue, Broggi [1945] avance que la déglaciation est générale dans les Andes depuis 1862. En comparant les photographies prises par Middendorf en 1866 avec ses propres investigations des années 1940, il conclut que le retrait glaciaire est très rapide entre ces deux dates, avec une

remontée des fronts glaciaires de l'ordre de 500 mètres et une hausse de la ligne de neige atteignant par endroit plus de 750 mètres.

Même si ces chiffres peuvent paraître démesurés pour une période aussi courte, notamment par rapport à ce qui a été dit pour l'Equateur dans le paragraphe précédent, cela montre que la situation à la fin du 19^{ème} est caractéristique d'un changement radical de l'état de la glaciation dans les massifs péruviens.

Plus au sud, en Cordillère Apolobamba, à la frontière bolivienne, Pflücker [1905] rapporte un fait intéressant qui vient corroborer les conclusions de Broggi. Dans la région de San Antonio de Poto, au pied du Nevado Ananea, le retrait du Glacier San Francisco laisse réapparaître, fin 19^{ème} – début 20^{ème} siècle, des entrées de mines exploitées plusieurs siècles auparavant par les Espagnols et recouvertes par l'avancée du glacier, probablement au début du 17^{ème} siècle (cf. 3.2.2.1, [Berthelot, 1977]).

En raison des fortes tensions politiques existant dans cette région et de la présence d'exploitations minières clandestines, je n'ai pas pu me rendre sur les lieux. Michel Fornari, géologue à l'IRD (Laboratoire de Géosciences de l'Université de Nice) qui a longtemps travaillé dans cette zone dans les années 1990, m'a fait parvenir des documents cartographiques et photographiques qui permettent de constater que les entrées de mines se trouvent effectivement à l'intérieur du cordon morainique externe latéral gauche qui atteste de la phase d'extension maximale du PAG.

En Cordillère Blanche, Sievers [1914] rapporte qu'entre 1895 et 1909, la ligne de neige s'est élevée d'une cinquantaine de mètres.

Outre les moraines et les archives historiques, les carottages glaciaires constituent un autre « proxy » sur l'évolution du climat dans le passé et notamment au cours du PAG. A cet égard, les résultats obtenus par l'équipe de L.G. Thompson sur deux carottes de la calotte de Quelccaya en 1983 (Cordillère Vilcanota, Sud Pérou) limitent le PAG à la période 1500–1900 AD. Pour ce faire, il se base sur : 1) les rapports isotopiques de l'oxygène, 2) les variations de conductivité électrique le long de la carotte et 3) les poussières macroscopiques [Thompson *et al.*, 1986]. Les analyses montrent clairement un signal pour ces marqueurs sur cette période (cf. 5.2.1.3.). Toutefois, l'interprétation qui est faite en terme de paléo-températures du rapport isotopique est discutée et n'a pour la moment pas été confirmée par d'autres carottages. On sait en effet que les variations du rapport isotopique de l'oxygène semblent être contrôlées, sous les tropiques, davantage par l'origine des précipitations, les phénomènes convectifs et le recyclage de l'humidité sur les grands réservoirs (océans, forêt amazonienne) que par les températures [Hoffmann *et al.*, 2003 ; Schotterer *et al.*, 2003 ; Vuille *et al.*, 2003].

Cependant, le potentiel des carottes de glace comme indicateur paléoclimatique est largement reconnu, notamment comme indicateur de l'accumulation nette. Sur ce point, les résultats obtenus par Thompson *et al.* [1985] permettent de quantifier deux périodes distinctes au cours du PAG :

- 1) Une période pendant laquelle les valeurs annuelles d'accumulation ont été très nettement supérieures à la moyenne des 1500 dernières années (~25%). Comprise entre 1500AD et

1720AD, c'est, sur l'ensemble de la carotte (1500 ans), la période où les valeurs d'accumulation sont les plus fortes ;

- 2) Une période, entre 1720 et 1860, pendant laquelle les valeurs d'accumulation annuelle sont inférieures à la moyenne d'environ 20%. Elle correspond à la période la plus défavorable en terme d'accumulation glaciaire sur l'ensemble des 1500 dernières années.

A partir de ces études, on peut tirer les conclusions suivantes :

- i) Les glaciers des Andes du Sud-Pérou ont connu une phase d'extension nettement supérieure à l'actuelle au cours des cinq derniers siècles ;
- ii) Le maximum d'extension des glaciers est daté par lichenométrie de la période 1590–1720 AD, correspondant à la période où les valeurs d'accumulation annuelle ont été maximales dans la carotte de Quelccaya ;
- iii) Sur certains glaciers de Cordillère Blanche, un stade morainique datant du 14^{ème} siècle a été trouvé ;
- iv) Des stades morainiques datés de la période 1780–1880 AD attestent d'une phase d'extension glaciaire de moindre ampleur que celle du maxi-PAG. Cette moindre extension des glaciers au 19^{ème} siècle confirme les propos du naturaliste allemand Thaddeus Haenke rapportés par Kinzl [1969] mentionnant un retrait glaciaire dès la fin du 18^{ème} siècle ;
- v) Le retrait glaciaire est très marqué durant les dernières décennies du 19^{ème} (depuis 1872 au moins) et la première du 20^{ème}, avec une remontée de la ligne de neige d'environ 50 mètres durant la période 1895–1909.

1.1.1.3. La Bolivie

Des trois pays andins (Equateur, Pérou, Bolivie), la Bolivie est sans nul doute celui où les glaciers ont fait l'objet du suivi le moins important jusqu'aux années 1990.

Les données historiques concernant les glaciers sont inexistantes (cf. 3.2.2.1). Pour l'analyse des fluctuations glaciaires, il faut donc nécessairement avoir recours à un autre « proxy ». Les moraines constituent un indicateur idéal, pourvu qu'on puisse les dater.

On retrouve en Bolivie, comme au Pérou ou en Equateur, les stades morainiques attestant des fluctuations glaciaires du Pléistocène et de l'Holocène. Ils ont fait l'objet de nombreuses études dont les plus récentes sont celles de Gouze *et al.* [1986] ou de Seltzer [1992]. En se basant sur des datations au ¹⁴C réalisées sur des tourbes, Gouze *et al.* [1986] concluent : « le dernier maximum glaciaire, entre 28000 et 14000 ans BP, fut suivi, d'abord par un ample recul des glaces, ensuite par une série de phases de stationnements ou d'avancées mineures des fronts glaciaires et enfin par un retrait très rapide vers 10000 ans BP. A partir de cette date, et jusqu'à 500 ans BP environ, les limites des glaciers furent proches de leurs limites actuelles ».

Concernant les moraines les plus proches des fronts actuels des glaciers boliviens, ils ajoutent : « des avancées récentes ont culminé vers le 15^{ème} siècle et se sont maintenues au moins jusqu'au 18^{ème} siècle, voire le début du 19^{ème} ». Cette dernière information repose sur la datation d'une tourbière recouverte par la moraine la plus externe du complexe de cordons morainiques récents du Glacier Jankhu Uyu dans la haute vallée d'Ichu Kota (cf. 2.4.4). Par conséquent, ces moraines sont clairement attribuées au PAG par les auteurs. Mais leurs conclusions, quant à la persistance des glaciers à une position avancée jusqu'aux 18^{ème} – 19^{ème} siècles, n'est fondée sur aucune mesure.

Dans une vallée voisine, celle de Palcoco, Seltzer [1992], n'est pas aussi enclin à attribuer les moraines les plus proches des glaciers actuels au PAG. Il préfère rester plus vague, les attribuant au « Late Holocene ».

Dans sa thèse réalisée en 1985 et portant sur l'histoire des glaciers dans la Cordillère de Quimsa Cruz, Regula Müller a cherché à classer les stades morainiques en utilisant des datations au ¹⁴C, la lichenométrie et des reconstitutions des lignes d'équilibre grâce à la méthode géométrique de l'AAR (cf. 3.3.3) pour les paléostades glaciaires comme pour l'état actuel, l'année 1963 dans ce cas (date des photographies aériennes utilisées).

Elle distingue quatre stades morainiques. De l'aval vers les glaciers actuels, le premier correspond à la dernière glaciation avec une dépression de la ligne d'équilibre de l'ordre de 450 à 600 mètres selon l'exposition. Le second et le troisième avec respectivement des dépressions de ligne d'équilibre de 350–500 m et 120–340 m pourraient correspondre à des stades tardiglaciaires. Enfin, concernant le quatrième stade, correspondant à une ligne d'équilibre plus basse de 40 à 130 mètres selon les versants par rapport au contour de 1963, l'auteur le subdivise en deux sous-groupes en fonction de leur couvert végétal. Elle attribue le plus externe à des avancées plus jeunes que 3500 ans BP.

Concernant le groupe le plus proche des fronts actuels, l'auteur identifie quatre cordons morainiques distincts. Elle y a réalisé des mesures lichenométriques avec l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.* mais, ne disposant pas de courbe de croissance, elle n'a pu en tirer de datation, uniquement un classement relatif et une correspondance, d'un glacier à l'autre, des cordons morainiques en fonction de la taille des thalles de lichen mesurés. Numérotés de 1 à 4 depuis le plus proche du front actuel, elle attribue le cordon 1 à une avancée du début du 20^{ème} siècle, et note la ressemblance des cordons 2, 3 et 4 avec les moraines érigées dans les Alpes lors des avancées de 1890, 1850 et 1820 respectivement [Müller, 1985, p.37].

Certains des glaciers considérés par R. Müller faisant partie de ceux que j'ai retenus dans l'échantillon de glaciers pris en compte dans ce travail, j'aurai l'occasion de discuter du découpage de ce dernier stade lors de l'analyse de mes résultats (cf. 4.2.3.).

Pour son inventaire des glaciers boliviens, Jordan [1991] a réalisé une cartographie de l'ensemble des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie basée sur la restitution photogrammétrique de clichés datant de 1975. Outre la surface des glaciers à cette date, il a représenté pour chaque glacier les cordons morainiques les mieux repérables sur les clichés (en général 3 ou 4). Aucune datation de ces moraines, ni reconstruction de la géométrie des glaciers leur correspondant n'ont été effectuées, mais il m'a paru intéressant de mentionner ce travail du

fait qu'il est l'un des premiers à faire référence aux moraines du PAG pour l'ensemble des glaciers boliviens.

Ces études offrent les résultats les plus intéressants dans le cadre du présent travail. Pour la période du PAG, on peut en conclure que :

- i) Les moraines les plus proches des fronts actuels sont attribuables au PAG, même si aucune datation précise n'a été effectuée ;
- ii) Les datations au ^{14}C indiquent que l'avancée maximale du PAG est postérieure à 1500 AD et qu'elle représente la phase d'extension la plus importante de l'Holocène pour les glaciers considérés ;
- iii) La dépression de la ligne d'équilibre entre la moraine correspondant à l'extension maximale du PAG et le contour des glaciers en 1963 calculé avec la méthode de l'AAR est de 40 à 130 mètres suivant les expositions.

1.1.1.4. La Colombie et le Venezuela

Situés à l'extrémité nord de la chaîne andine (10°N), ces deux pays ne présentent actuellement que des surfaces englacées résiduelles. Pour l'un et l'autre de ces deux états, les renseignements concernant l'étendue des glaciers au PAG sont rares, mais attestent néanmoins de glaciers nettement plus étendus qu'actuellement.

Clapperton, dans sa synthèse sur la glaciation dans les Andes [1983], cite les travaux de Herd [1974] réalisés sur les glaciers du complexe volcanique Ruiz-Tolima en Colombie. Sur la base notamment de datations au radiocarbone, il considère que la dernière avancée holocène a débuté dès le 15^{ème} siècle et que les glaciers ont occupé une position avancée jusqu'en 1845.

En Sierra Nevada de Merida (Venezuela), Schubert [1972] constate la présence de moraines sur de nombreux versants du Pico Bolivar (5007 m), à moins d'un kilomètre des fronts glaciaires et à une altitude inférieure comprise entre 200 et 400 mètres. Il n'attribue pas directement ces moraines au PAG, mais cite une étude de Sievers [1908] mentionnant le fait qu'en de nombreux endroits de la Sierra de Merida, on trouve une zone d'environ 200 mètres de dénivellation caractérisée par des roches récemment débarrassées de leur couverture de glace.

Sur la base de ce critère, des cartes et photos présentées par Schubert, on peut estimer que ces moraines représentent la phase d'extension maximale du PAG.

En outre, Schubert rapporte les propos de Jahn [1925], selon lequel le retrait des glaciers serait observé depuis au moins 80 ans (soit la moitié du 19^{ème} siècle).

Concernant la décrue au cours du 20^{ème} siècle, Schubert calcule une diminution de la superficie englacée de près de 80% entre 1910 et 1972 (base cartographique).

1.1.2. Indonésie et Afrique

En dehors de l'Amérique du Sud, des glaciers tropicaux existent dans deux autres régions de la planète : l'Afrique et l'Indonésie. Malgré leur étendue très réduite – ils ne représentent que 0,3% des glaciers tropicaux (contre 99,7% pour les glaciers tropicaux andins selon Kaser [1999]) – ils ont fait l'objet de nombreuses études concernant leur évolution au cours du 20^{ème} siècle [dont celles d'Hastenrath, 1984, 1995 ; Hope *et al.*, 1976] et leur fonctionnement [Allison, 1974 ; Kruss, 1983 ; Hastenrath, 1991].

Les glaciers indonésiens d'Irian Jaya (Indonésie, 5°S), signalés pour la première fois par le navigateur hollandais Jan Carstensz en 1623, n'ont été atteints qu'au début du 20^{ème} siècle d'abord par l'expédition menée par A. Wollaston en 1912, puis par celles menées par A.H. Colijn et J.J. Dozy en 1936 et 1938. Ces derniers ont été les premiers à étudier ces glaciers [Allison, 1974]. Au cours des années 1970, plusieurs campagnes de mesures de terrain ont été réalisées par la «Australian Universities Carstensz Glaciers Expedition ». De fait, aucune donnée historique antérieure aux premières décennies du 20^{ème} siècle n'est disponible pour ces glaciers et la chronologie de leurs fluctuations au cours des derniers siècles reste inexplorée.

Sur la base de dépôts morainiques, l'étendue de ces glaciers d'Irian Jaya lors de leur phase d'extension maximale du Néoglaciale a pu être reconstruite [Allison et Kruss, 1977 ; Peterson et Peterson, 1994]. Les cordons morainiques n'ont cependant pas fait l'objet de datations.

En se basant sur la modélisation de la ligne centrale d'écoulement du glacier en fonction du temps (cf. 3.4.6.), Allison et Kruss [1977] reconstituent la forme des glaciers correspondant à cette phase d'extension maximale. Ils obtiennent une variation de bilan de masse de près de 2 m d'eau et une élévation de l'altitude de la ligne d'équilibre associée au retrait glaciaire de 110±15 mètres (96 et 123 mètres pour les glaciers Carstensz et Meren respectivement). En fonction d'un taux de remontée de la ligne d'équilibre d'environ 80 m siècle⁻¹, établi à partir des mesures faites entre les années 1930 et 1970, et en extrapolant celui-ci, les auteurs concluent que les glaciers ont commencé leur retrait aux alentours du milieu du 19^{ème} siècle.

En lien avec ce retrait, Peterson et Peterson [1994] mesurent une perte de surface de l'ordre de 85% entre cette phase d'extension maximale et 1987.

Les glaciers africains (~0°) sont regroupés dans trois zones : la chaîne du Ruwenzori, frontière entre l'Ouganda et le Zaïre, le Kilimandjaro en Tanzanie et le Mont Kenya au Kenya. Ces sommets ont été escaladés dès la fin du 19^{ème} siècle ; les documents historiques antérieurs à cette date sont quasiment inexistant.

Le retrait de ces glaciers au cours du 20^{ème} siècle est très bien documenté [Hastenrath, 1984, 1995, Kaser, 1999 et les références citées dans ces ouvrages]. Il peut être résumé et décrit en quatre phases principales : d'abord lent entre 1900 et 1930, plus rapide entre les années 1930 et la fin des années 1950, de nouveau modéré, avec une période d'avancée dans les années 1960, et extrêmement prononcé depuis la fin des années 1970. Pour les glaciers du Mt Kenya, la perte de surface sur la période 1899-1987 est d'environ 75% [Hastenrath et Kruss, 1992].

Sur l'ensemble de ces glaciers, des cordons morainiques ont pu être identifiés [Grove, 1988]. Les plus proches des fronts actuels sont attribués au PAG, mais aucune datation n'a été réalisée.

Kaser [1999] rapporte que les glaciers de la chaîne du Ruwenzori étaient déjà en phase de retrait au début du 20^{ème} siècle, lors de l'expédition du Duc des Abruzzes en 1906. En témoigne la délaissée proglaciaire non couverte de végétation, pas même de lichens ! En se fondant sur cette absence de lichens sur la marge proglaciaire au début du 20^{ème} siècle et sur le fait qu'en 1927, Humphreys, visitant le Glacier Elena, y observe que le cairn construit par l'expédition du Duc des Abruzzes au front du glacier est couvert de lichens, il déduit que la colonisation des lichens est rapide (une vingtaine d'années) ; par conséquent, le début du retrait glaciaire ne doit pas être beaucoup plus ancien que les dernières décennies du 19^{ème} siècle.

Pour les glaciers du Mt Kenya aucune datation n'a encore été réalisée. Plusieurs suppositions existent quant au début du retrait des glaciers de leur position maximale représentée par les moraines. Kruss [1983] et Hastenrath [1995], en se basant sur le même type de modélisation numérique que celle utilisée pour les glaciers indonésiens, concluent que le retrait a commencé à la fin du 19^{ème} siècle. Au contraire, par de nombreuses observations de terrain, Patzelt *et al.* [1984] estiment que la moraine de 1890 n'est pas le reflet de la phase d'extension maximale du PAG et que celle-ci serait reliée à d'autres cordons plus en aval. Ils suggèrent que l'extension maximale aurait culminé au milieu du 19^{ème} siècle.

De ce rapide tour d'horizon des principales études menées sur les glaciers tropicaux en dehors de la zone andine, on constate que l'on ne connaît quasiment rien sur leurs fluctuations au cours des derniers siècles et notamment durant le PAG. La phase d'extension maximale pour les glaciers africains et indonésiens est supposée dater du milieu ou de la fin du 19^{ème} siècle.

1.2. Le Petit Age Glaciaire sous les moyennes latitudes

Pour les latitudes tempérées, les renseignements concernant l'étendue des glaciers au PAG existent en général en beaucoup plus grande quantité que pour les massifs de la zone intertropicale. Si, pour de nombreux massifs, seuls les principaux stades morainiques ont été datés, soit par dendrochronologie⁴, soit par lichenométrie, il existe, pour certaines zones déjà occupées par l'homme durant le PAG, une chronologie complète des fluctuations glaciaires permettant de rendre compte, en plus des phases d'avancée, du recul des fronts glaciaires entre deux stades morainiques consécutifs. C'est le cas des Alpes et de certains glaciers de Scandinavie.

Toutes ces études représentent une masse bibliographique très conséquente qu'il ne s'agit pas de reprendre ici de manière exhaustive. Je me contenterai donc de rappeler dans cette partie les principaux résultats, par région, permettant de rendre compte, d'une part, de la période pendant laquelle a culminé le PAG et, d'autre part, des fluctuations de moindre ampleur ayant eu lieu avant ou après ce maximum, lorsqu'elles ont pu être étudiées.

De même, je n'ai pas cherché à citer l'ensemble des références bibliographiques existantes, mais les principaux travaux et les publications les plus récentes.

1.2.1. Dans l'hémisphère nord

Tous les massifs montagneux de l'hémisphère nord n'ont pas fait l'objet d'études également approfondies concernant les fluctuations glaciaires au PAG. Les massifs européens comptent parmi les mieux documentés, principalement en raison de la quantité importante d'archives historiques ayant pu être utilisées pour reconstruire l'histoire des glaciers. C'est le cas en particulier des Alpes et de certaines régions scandinaves.

Pour les autres massifs, les nombreuses études menées depuis les années 1970-80 ont permis de confirmer la présence de moraines PAG, qui ont généralement pu être datées avec plus ou moins de précision.

1.2.1.1. Les Alpes

Les Alpes constituent sans doute le massif le mieux étudié de la planète du point de vue des fluctuations glaciaires au cours du PAG. La précision des chronologies obtenues pour certains

⁴ Méthode de datation permettant de déterminer la période pendant laquelle un arbre a vécu en se basant sur ses cernes de croissance (nombre et taille).

glaciers alpins découle de la grande quantité de documents historiques et iconographiques témoignant des avancées et reculs successifs des glaciers au cours de cette période.

En dehors de l'ouvrage de synthèse de Grove [1988], de nombreuses autres références rendent compte de l'histoire des glaciers alpins.

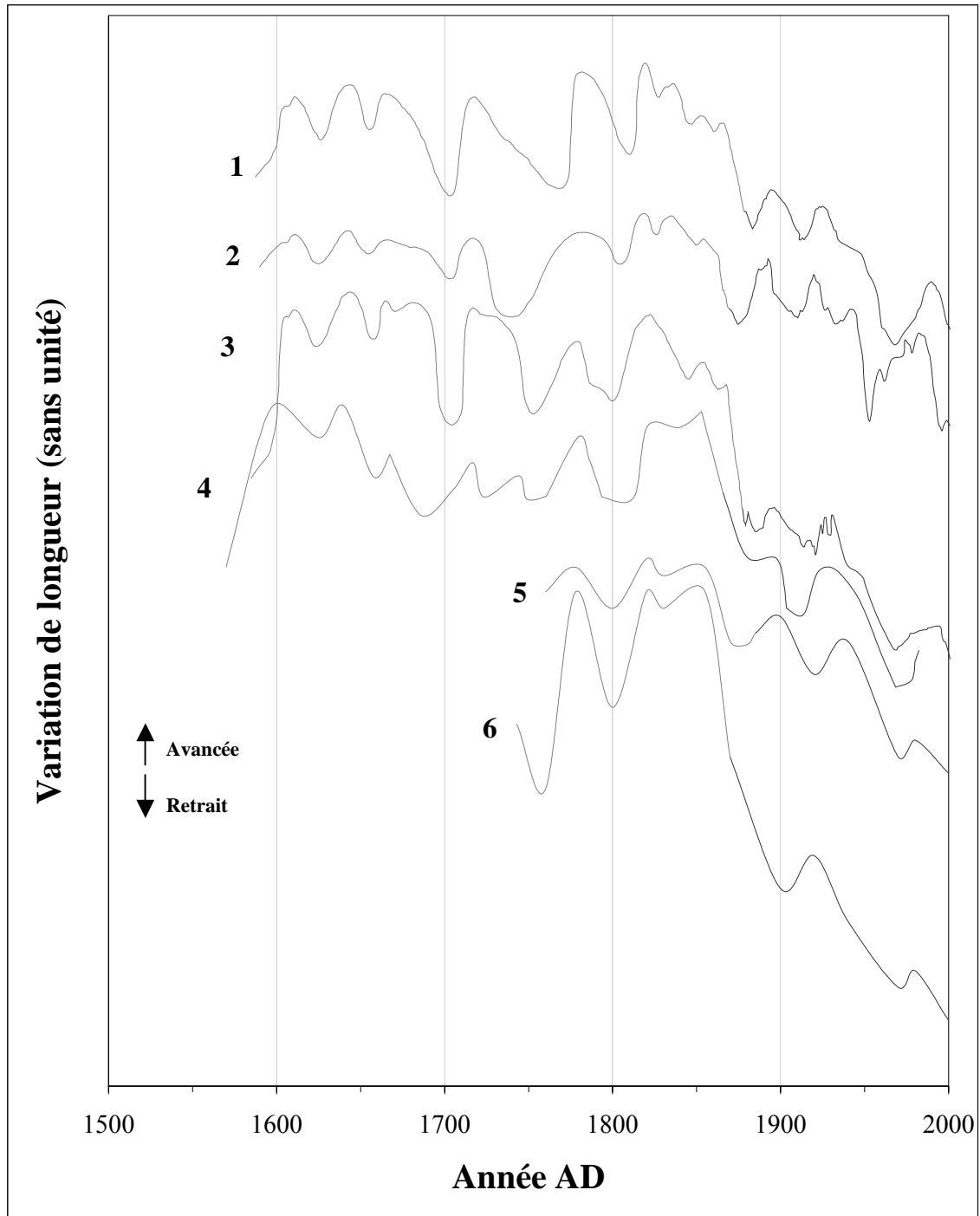
Pour les Alpes françaises, la quasi totalité des archives historiques a été exploitée par l'historien Emmanuel Le Roy Ladurie et présentée dans deux principaux ouvrages : « L'histoire du climat depuis l'an Mil » [1967] et « Histoire humaine et comparée du climat » [2004]. Concernant la partie helvétique, outre les ouvrages de Le Roy Ladurie donnant de nombreuses informations, une synthèse, basée principalement sur des données historiques et dendrochronologiques, a été publiée par Zumbühl et Holzhauser dans la revue du Club Alpin Suisse [1988].

La figure 1.2. présente la reconstitution des fluctuations de quelques grands glaciers alpins au cours des quatre derniers siècles. Ces courbes ont été reproduites à partir des travaux de Zumbühl et Holzhauser [1988] et Vincent *et al.* [2004].

Je ne m'étendrai pas ici dans la description des diverses sources documentaires utilisées, ni dans l'interprétation des multiples variations locales de la date des phases d'extension maximale liées au temps de réponse des glaciers. On retiendra principalement que :

- Les glaciers ont connu une phase d'extension multiséculaire plus importante que leur extension actuelle ;
- Après avoir atteint une phase d'extension maximale durant la première moitié du 17^{ème} siècle, les fronts glaciaires ont oscillé durant plus d'un siècle autour d'une position légèrement en amont de leur maximum et toujours bien en aval de l'altitude des fronts actuels ;
- Une étendue équivalente à celle du 17^{ème} siècle est de nouveau atteinte dans le courant du 19^{ème} siècle (entre 1820 et 1860 selon les glaciers). Cette poussée, parfois légèrement plus importante que celle du 17^{ème} siècle, serait le résultat d'une hausse des précipitations hivernales à la fin du 18^{ème} – début du 19^{ème} siècle d'au moins 25% par rapport à la moyenne du 20^{ème} siècle [Vincent *et al.*, 2005] ;
- Le retrait des glaciers, à partir de 1830, est associé à une baisse des précipitations plutôt qu'à une hausse des températures [Vincent *et al.*, 2005] ;
- La variation d'altitude de la ligne d'équilibre entre la période d'extension maximale (17^{ème} ou 19^{ème} selon les cas) et la période actuelle est estimée avec la méthode de l'AAR à 90-100 mètres [Maisch, 2000].
- Sur certains glaciers suisses, notamment les glaciers du Rhône et d'Aletsch, une période de crues au 14^{ème} siècle, d'ampleur sensiblement équivalente à celles des 17^{ème} et 19^{ème} siècles, a été documentée par la dendrochronologie et les datations au ¹⁴C.

Figure 1.2. : Fluctuations de quelques glaciers alpins au cours du PAG. 1 = Glacier d'Argentière (Alpes françaises), 2 = Glacier des Bossons (Alpes françaises), 3 = Mer de Glace (Alpes françaises), 4 = Glacier inférieur de Grindelwald (Alpes suisses), 5 = Glacier de Rosenlaui (Alpes suisses), 5 = Glacier du Rhône (Alpes suisses). Les courbes 1 à 3 sont tirées de Vincent et al., 2004, 4 à 6 de Zumbühl et Holzhauser, 1988. La partie en grisé représente ce qui a pu être reconstruit sur la base de données historiques, iconographiques et dendrochronologiques, celle en noir est le résultat de mesures directes de terrain.



1.2.1.2. Scandinavie et Islande

Des pays scandinaves, la Norvège est celui où le plus grand nombre d'études sur le PAG ont été menées [Nesje et Dahl, 2000]. La lichenométrie est la technique la plus couramment utilisée pour dater les moraines, même si localement des documents historiques ont pu aussi être utilisés, notamment dans les régions du Jostedalsbreen et du Jotunheimen.

Pour les chaînes de montagne du sud de la Norvège ($<62^{\circ}\text{N}$), les sources historiques et la lichenométrie concordent : l'extension maximale des glaciers au PAG est datée du milieu du 18^{ème} siècle [Nesje et Dahl, 2000, 2003 ; Shakesby *et al.*, 2004 ; Matthews, 2005]. Correspondant à ce maximum, l'altitude de la ligne d'équilibre calculée avec la méthode de l'AAR était de 70 à 125 mètres inférieure à l'actuelle [Torsnes *et al.*, 1993 ; Aa, 1996].

Pour les glaciers plus septentrionaux des massifs de Svartisen et Okstindan ($\sim 67^{\circ}\text{N}$), on a longtemps pensé, à la suite des travaux de Karlén [1979], que le maximum du PAG était antérieur à celui des massifs du sud du pays, soit datant du 17^{ème} siècle. Les récents travaux de Winkler [2003] ont montré que Karlén avait sous-estimé la vitesse de croissance des lichens et ainsi sur-estimé l'âge des dépôts. D'après Winkler, le maximum du PAG pour les massifs du nord de la Norvège est daté du milieu du 18^{ème} siècle, comme dans les massifs du sud.

Ce maximum serait associé à des précipitations accrues durant la première moitié du 18^{ème} siècle, liées à une longue période de prédominance de la phase positive de la NAO (Oscillation Nord-Atlantique) [Nesje et Dahl, 2003].

Pour la Suède, les travaux sont moins nombreux, seuls les résultats de Karlén dans les années 1970 rapportés par Nesje et Dahl [2000] présentent des datations de moraines PAG. La plupart des glaciers auraient atteint leur maximum au cours du 17^{ème} siècle ou durant la première moitié du 18^{ème}, soit un peu avant les glaciers de la façade maritime norvégienne.

En Islande, des datations lichenométriques ont été réalisées sur les moraines de nombreux glaciers, principalement au sud de l'île. Elles placent le maximum d'extension du PAG à la fin du 19^{ème} siècle, soit dans le courant des décennies 1880-1890 [Evans *et al.*, 1999]. Ces résultats sont contestés par Kirkbride et Dugmore [2001] qui datent, par téphrochronologie⁵, l'extension maximale dans la seconde moitié du 18^{ème} siècle. Cette datation est plus conforme avec des sources historiques mentionnant des avancées glaciaires des émissaires du Vatnajökull (la plus grande calotte glaciaire d'Europe avec 8538 km²) au cours de la période 1750-1760 [Nesje et Dahl, 2000].

⁵ Utilisation des couches de cendres éjectées par un volcan comme repère stratigraphique pour les datations.

1.2.1.3. Amérique du Nord

Les trois principales zones étudiées sont les chaînes de Brooks (68-70°N) et d'Alaska (60-62°N) en Alaska, les montagnes Rocheuses au Canada et aux Etats-Unis d'Amérique et enfin, les chaînes côtières de Colombie Britannique et du nord-ouest des Etats-Unis. Pour les massifs côtiers, les études se sont en général limitées aux glaciers ayant un front sur la terre ferme. Les datations des cordons morainiques ont été obtenues par dendrochronologie et lichenométrie.

Pour les chaînes de montagne d'Alaska, l'ensemble des travaux réalisés a été compilé dans plusieurs articles de synthèse à l'initiative de Calkin [Calkin, 1988 ; Calkin et Wiles, 1992 ; Calkin *et al.*, 2001]. Il en ressort que le PAG est l'avancée la plus importante de l'Holocène pour l'ensemble des glaciers de la zone. Au cours du PAG, plusieurs phases d'avancées se sont succédées depuis le milieu du 13^{ème} siècle jusqu'à la seconde moitié du 19^{ème}, en passant par le début du 15^{ème} et le milieu à 17^{ème}. Pour les glaciers les plus septentrionaux de la chaîne des Brooks, la phase d'extension maximale date soit du 13^{ème} siècle, soit de la fin du 16^{ème} siècle. Elle est nettement antérieure à ce qui peut être observé ailleurs dans le monde.

Pour les glaciers de la façade maritime (Golfe d'Alaska), c'est la phase d'avancée de la période fin 16^{ème} – mi 18^{ème} siècle qui domine généralement, avec parfois celle de la fin du 19^{ème} siècle. Ces deux avancées semblent avoir été d'ampleur assez similaire avec une baisse de l'altitude de la ligne d'équilibre de l'ordre de 100 à 200 mètres [Calkin et Wiles, 1992].

Plus au sud, pour la zone côtière de la Colombie Britannique et des Etats-Unis, ainsi que pour la chaîne des Rocheuses, la datation des cordons morainiques a été réalisée dans la plupart des cas par dendrochronologie [parmi d'autres : Luckman, 1986, 1998 ; Smith *et al.*, 1995 ; Smith et Laroque, 1996 ; Smith et Desloges, 2000]. Pour la zone des Rocheuses Canadiennes, une synthèse a été rédigée par Luckman [2000]. Pour l'ensemble de ces zones, le schéma semble à peu près identique.

Les 12^{ème} et 13^{ème} siècles ont vu une série d'avancées d'assez grande ampleur. Les suivantes eurent lieu principalement fin 17^{ème} – début 18^{ème} siècle puis au cours du 19^{ème} siècle. La poussée la plus importante du PAG est généralement datée du milieu du 19^{ème} siècle, mais en certains endroits l'avancée de la fin 17^{ème} – début 18^{ème} est prédominante.

1.2.1.4. Asie

Les glaciers d'Asie, et principalement leurs fluctuations au cours des derniers siècles, sont assez peu documentés, bien qu'ils représentent la plus grande étendue de glace continentale en dehors des zones arctique et antarctique [Grove, 1988].

Il existe cependant de nombreuses moraines attestant de l'extension passée de ces glaciers, mais peu d'études ont été entreprises pour les dater.

Dans la zone himalayenne, des observations, dès le début du 19^{ème} siècle et principalement à partir de 1850, montrent que la plupart des glaciers sont en phase d'expansion durant les

premières décennies de ce siècle. Dans la région du Khumbu Himal, Fushimi et Ohata [1980] estiment, sur la base de critères morphologiques, que le Glacier Yala a atteint de nouveau, aux environs de 1815, sa position la plus avancée, déjà atteinte durant le PAG mais non datée.

Plus au nord-ouest, dans la région du Karakorum, les avancées maximales des glaciers seraient plutôt associées à la fin du 19^{ème} siècle, période pendant laquelle le flux de la mousson aurait été renforcé ; en témoigne le haut niveau d'eau atteint pour de nombreux lacs tibétains au tournant du 20^{ème} siècle [Mayewski *et al.*, 1980].

Dans les massifs de l'ex-Union Soviétique, du Caucase au Kamchatka en passant par les chaînes du Pamir, Tien Shan, Altaï, etc., les informations concernant les fluctuations glaciaires au PAG sont plus nombreuses. Un grand nombre de complexes morainiques a pu être daté par lichenométrie. Les travaux sont généralement publiés en russe, mais des synthèses sont néanmoins parues dans des revues anglophones [Savoskul et Solomina, 1996 ; Solomina, 2000]. Dans chacun de ces massifs, excepté le Caucase, les avancées maximales du dernier millénaire sont datées de la période 17^{ème} – mi 19^{ème} siècle. Selon Solomina [2000], les poussées glaciaires successives au cours de ces deux siècles et demi furent d'ampleur quasi identique. Le cas du Caucase est sensiblement différent puisque la phase d'extension maximale est datée du 13^{ème} siècle. En outre, elle surpasse nettement en amplitude les avancées suivantes dont la plus importante est datée du 19^{ème} siècle.

1.2.2. Dans l'hémisphère sud

Dans l'hémisphère sud, en dehors de la zone antarctique que nous n'aborderons pas ici, les massifs englacés sont localisés dans deux zones principales : les « Andes du Sud », entre Chili et Argentine, depuis 30° jusqu'à 55° de latitude, et les « Southern Alps » de Nouvelle-Zélande.

Les fluctuations glaciaires du Pléistocène et de l'Holocène y ont été généralement bien étudiées et datées au ¹⁴C principalement [Mercer, 1976 ; Röthlisberger, 1986].

Les moraines attestant de l'extension des glaciers au PAG sont en général repérables sur toutes les marges proglaciaires en nombre plus ou moins important, ce qui témoigne de la variabilité locale du nombre et de l'ampleur des avancées glaciaires pendant cette période. Les datations proposées ont principalement été établies à partir de la dendrochronologie, fournissant une précision très élevée, ou de la lichenométrie.

1.2.2.1. Andes du Chili et d'Argentine

Depuis la zone subtropicale aride (vers 30°S) jusqu'à la Cordillère de Darwin (vers 55°S) les glaciers des « Andes du Sud » ont été relativement bien documentés concernant leurs avancées du PAG.

Les conditions climatiques sont extrêmement contrastées le long de cet axe latitudinal. Plus on va vers le sud, plus les précipitations sont importantes, passant de moins d'un mètre par an au nord à plus de 10 mètres en Patagonie (il existe aussi un gradient ouest-est entre les façades Pacifique plus arrosées et Atlantique plus sèches). De même la saisonnalité des températures devient de plus en plus marquée à mesure que la latitude augmente. On peut donc s'attendre à des réponses variées des glaciers, en fonction de la sensibilité de leur bilan de masse à l'une et l'autre de ces variables.

Ainsi, vers 30°S, sur les glaciers de la vallée du Rio Plomo, dont le bilan de masse est très sensible aux précipitations [Leiva *et al.*, 1986], le maximum du PAG est daté du début 20^{ème} siècle [Videla, 1997]. Cette date correspond à la fin de la période la plus humide des 8 derniers siècles (déduite de mesures dendrochronologiques). Videla souligne le fait qu'aucune trace d'avancée holocène n'a été trouvée en aval de la moraine de 1910, faisant du PAG l'avancée majeure de cette période.

Plus au sud, vers 35° de latitude Sud, des avancées glaciaires ont été datées, au ¹⁴C, du 14^{ème} siècle et, par dendrochronologie, du milieu du 19^{ème} [Röthlisberger, 1986]. Il semblerait que ces dernières aient été les plus importantes [Luckman et Villalba, 2001].

Pour la Patagonie, entre 40° et 52°S, Villalba *et al.* [1990] datent l'avancée maximale du Glacier Frias (41°S) de la seconde moitié du 17^{ème} siècle (~1660–1670 AD). On retrouve cette date sur le Glacier Manso (41°S), où Röthlisberger [1986] a aussi identifié et daté des avancées précoces du 14^{ème} siècle.

Pour les glaciers du Cerro San Lorenzo (47°S), de récentes mesures dendrochronologiques ont permis de dater l'avancée maximale du PAG du milieu du 17^{ème}. D'autres cordons attestent d'avancées de moindre ampleur autour de 1760 et 1860 [Garcia Zamora, communication personnelle].

Pour les grands glaciers argentins du Hielo Patagonico Sur (50°S), tels que les glaciers Upsala, Tyndall et Ameghino, Aniya [1996] date leur avancée maximale du PAG de la période 1600–1700 AD.

Enfin, pour les glaciers du Gran Campo Nevado (52°S), l'avancée maximale du PAG est datée par dendrochronologie de la première moitié du 17^{ème} siècle [Koch et Kilian, 2005]. Les auteurs témoignent de l'existence d'une moraine plus ancienne, non datée, mais dont ils estiment la formation aux 13^{ème}-14^{ème} siècles en se basant sur les résultats de Röthlisberger [1986].

Ce maximum du PAG quasi concomitant pour l'ensemble de la zone patagonienne est associé à la période la plus froide du dernier millénaire, 1500–1660, établie par dendrochronologie [Villalba *et al.*, 2000].

1.2.2.2. Nouvelle-Zélande

En dehors des Andes de Patagonie, sous les latitudes moyennes de l'hémisphère sud, on ne retrouve des glaciers qu'en Nouvelle-Zélande.

Les glaciers les plus étudiés se situent dans le parc national du Mont Cook, bassin versant de la rivière Tasman / Lac Pukaki (44°S). Les glaciers Mueller et Tasman furent les premiers à faire l'objet d'études sur leurs variations du Quaternaire.

Concernant les datations des stades de l'Holocène, Burrows et Lucas [1967] réalisent des mesures lichenométriques sur les moraines les plus proches des fronts glaciaires. Les auteurs repèrent une douzaine de cordons distincts qu'ils datent entre le milieu du 12^{ème} et le début du 20^{ème} siècle. Pour le Glacier Mueller, l'avancée maximale du PAG est datée de la première moitié du 19^{ème} siècle (1835–1850), tandis que pour le Glacier Tasman, elle date de la fin du 19^{ème} siècle (~1890).

Suite à de récentes campagnes de terrain, Stefan Winkler [2000, 2004] conteste les résultats obtenus par Burrows et Lucas [1967]. Il considère que ses prédécesseurs ont sur-estimé la vitesse de croissance des lichens et ainsi sous-estimé l'âge des moraines. En plus des glaciers Mueller et Tasman, Winkler a réalisé des mesures lichenométriques sur deux autres marges proglaciaires : celles des glaciers Hooker et Eugenie. Pour ces quatre glaciers, trois ont une chronologie PAG très similaire (Mueller, Hooker et Eugenie), avec un nombre de moraines identique dont la morphologie et la disposition sont comparables. La phase d'extension maximale est datée de la première moitié du 18^{ème} siècle (1720-1760 selon les glaciers). Celle-ci aurait été suivie d'une période de retrait pendant la seconde moitié du 18^{ème} et la première moitié du 19^{ème} siècle. Au cours de la seconde moitié du 19^{ème}, plusieurs cordons morainiques attestent de périodes d'avancées ; les plus importantes sont datées de 1860 et 1890-95.

Pour le Glacier Tasman, c'est cette avancée de la fin du 19^{ème} siècle qui fut la plus importante au cours du PAG. L'auteur explique cette dissemblance avec les autres glaciers par des différences de morphologie et de temps de réaction de ce très grand glacier (100 km², soit 5 fois plus grand que le glacier Mueller, le plus étendu des trois autres).

Pour la phase d'extension maximale du PAG, Porter [1975] évalue, par la méthode de l'AAR sur ces glaciers, une altitude de ligne d'équilibre 140 mètres plus basse que l'actuelle, reconstruite par la même méthode.

1.3. Les causes probables du Petit Age Glaciaire

Les variations des glaciers au cours des derniers siècles à l'échelle de la planète, même si les phases d'extension maximale ne sont pas partout concomitantes, attestent d'une péjoration climatique au cours du PAG.

De nombreux auteurs ont présenté depuis une trentaine d'années des tentatives de reconstruction et de modélisation du climat du dernier millénaire [parmi d'autres : Lamb, 1977 ; Robock, 1979 ; Jones et Bradley, 1992 ; Briffa *et al.*, 1998 ; Mann *et al.*, 1998, 1999 ; Bradley, 2000 ; Crowley, 2000 ; Jones *et al.*, 2001 ; IPCC, 2001 ; Mann et Jones, 2003 ; Bertrand, 2004]. C'est en général la température qui est reconstruite ou modélisée à des échelles spatiales plus ou moins importantes, de régionale à hémisphérique, voire planétaire.

Ces reconstructions de température, basées le plus couramment sur la dendrochronologie [comme Cook *et al.*, 1992 ; Mann *et al.*, 1998], ont été discutées du fait même de la technique utilisée. En effet, du point de vue des températures, la taille des cernes d'arbres n'est pas un indicateur de la température annuelle, mais uniquement des températures estivales. En outre, elle est aussi dépendante des précipitations, de l'insolation, du taux de CO₂... Aussi, la représentativité à l'échelle globale de ces reconstitutions est-elle contestée [Daly, 2001]. Ces séries n'en restent pas moins des indicateurs intéressants au niveau régional.

Le schéma classique de l'évolution du climat au cours du dernier millénaire montre une période globalement chaude entre les 11^{ème} et 14^{ème} siècles, appelée Optimum Climatique Médiéval (OCM), suivie d'une phase froide du 15^{ème} au 19^{ème} siècle et enfin un réchauffement global durant le 20^{ème} siècle qui tend à s'accélérer depuis les années 1970–80. Cette vision est largement simplifiée et on s'accorde à penser que l'évolution du climat a été plus contrastée aussi bien spatialement que temporellement.

Les modélisations tentent d'estimer la part relative de différents agents de forçage, tant d'origine externe qu'interne au système climatique terrestre, sur l'évolution du climat au cours du dernier millénaire.

Pour ce qui est des agents de forçage externes au système océan-atmosphère, on retiendra principalement le géomagnétisme et les variations de l'activité solaire et du volcanisme.

Parmi les agents de forçage que l'on peut relier aux ajustements internes du système océan-atmosphère, on trouve la variation de concentration des gaz à effet de serre et des aérosols atmosphériques, la variation du bilan radiatif terrestre inhérent à l'évolution du couvert végétal et à l'augmentation de la couverture neigeuse et glaciaire, et enfin les changements de la circulation thermohaline.

Pour bien comprendre le rôle que peut avoir chacun de ces forçages, il convient de rappeler, grâce aux études réalisées à ce sujet, quelles sont leur implication et leur influence respectives.

1.3.1. Agents de forçage externes au système océan–atmosphère

En dehors de l'activité solaire et du volcanisme qui seront décrits ultérieurement, le lien entre les variations du champ magnétique terrestre, ou géomagnétisme, et le climat a été souligné par plusieurs auteurs [King, 1974 ; Wallin *et al.*, 1971]. Un parallèle entre le schéma du champ magnétique terrestre et le contour moyen des zones de pression atmosphérique constante, définissant la circulation générale du vortex circumpolaire et des westerlies, a été souligné dans plusieurs études. Sur ce point, King [1974] suggère une influence positive du géomagnétisme sur le système de pression atmosphérique de la troposphère. A un autre niveau, Wallin *et al.* [1971] précisent que le géomagnétisme peut influencer le climat par sa capacité à moduler le flux du rayonnement cosmique.

Cependant, comme le souligne Grove [1988], la relation géomagnétisme/climat est encore mal connue et, même si elle peut avoir une influence parmi d'autres facteurs de forçage, elle s'exerce probablement sur des périodes de temps plus longues que le PAG. C'est pourquoi cette relation ne sera pas présentée plus en détail ici.

1.3.1.1. Les variations d'éclairement solaire

Le rayonnement solaire constitue la principale source d'énergie du système climatique terrestre. Il est donc raisonnable de penser que tout changement de ce rayonnement constitue un forçage affectant le climat et, de manière plus ou moins directe, les systèmes dont le fonctionnement lui est associé.

John Eddy [1976] fut l'un des premiers à préciser la relation entre l'activité solaire et les températures de la surface terrestre. Cependant la sensibilité des températures et celle du système climatique en général aux changements d'activité solaire sont encore incomplètement quantifiées. De même, on ne sait pas dans quelle mesure les variations climatiques résultent de ce forçage radiatif.

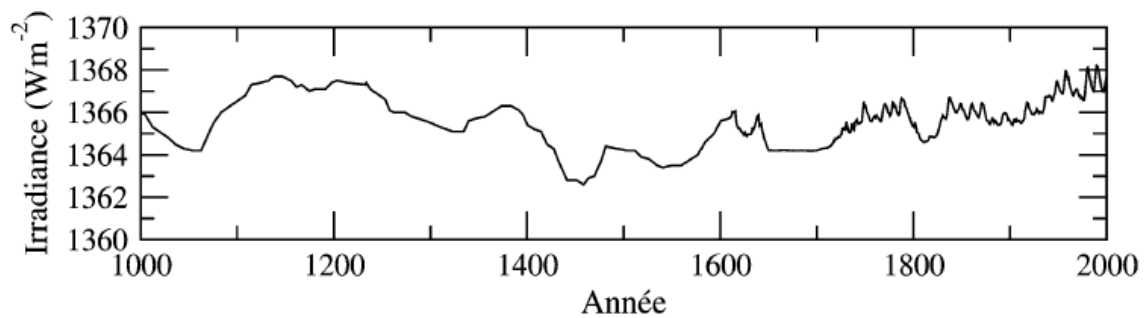
L'observation du Soleil et particulièrement des taches perceptibles à sa surface (depuis ~1600AD) ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs cycles, dont celui de Schwabe (11 ans, variation du nombre de taches solaires). Au cours des deux derniers cycles d'activité solaire de 11 ans, les observations satellitaires ont montré des fluctuations relatives d'environ 0,1% [Willson et Hudson, 1991], ce qui représente une variation du forçage radiatif d'environ 0,2 W m⁻² [Bertrand, 2004]. Sur des périodes plus longues, les variations ont peut-être été plus importantes, mais l'on ne dispose pas de mesures directes. Or, du point de vue climatique, c'est à des échelles de temps plus grandes (séculaire, millénaire) que ces variations peuvent avoir une influence notable.

Mise à part l'observation des taches solaires, la mesure de l'activité du Soleil peut être réalisée à partir d'autres « proxies », notamment le taux de concentration de radionucléides cosmogéniques comme le ¹⁰Be, le ¹⁴C ou le ³⁶Cl. Leur production dans la haute atmosphère provient d'une réaction nucléaire induite par le rayonnement cosmique. Celui-ci étant affecté par

l'intensité de l'activité solaire, la variation du taux de production de ces cosmonucléides reflète directement la variation de l'activité solaire.

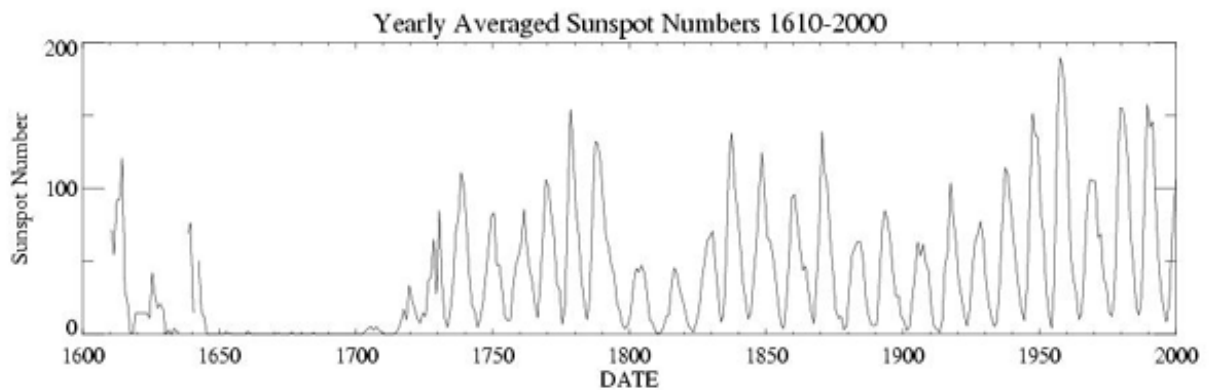
Ainsi la mesure de la concentration du ^{10}Be dans les carottes de glace permet de reconstituer les fluctuations de l'activité solaire pour des périodes de temps nettement plus importantes que celle des observations directes (figure 1.3.). De plus, elle a permis de mettre en évidence deux autres cycles : celui de Gleissberg (90 ans) et celui de Suess (150-200 ans) qui seraient relatifs à des variations du diamètre du Soleil.

Figure 1.3. : Variation de l'activité solaire au cours des 1000 dernières années. Reconstruction sur la base des radionucléides cosmogéniques avant 1610 et des taches solaires ensuite. La variation d'amplitude maximale sur la période est de $5,6 \text{ W m}^{-2}$ [Bertrand, 2004].



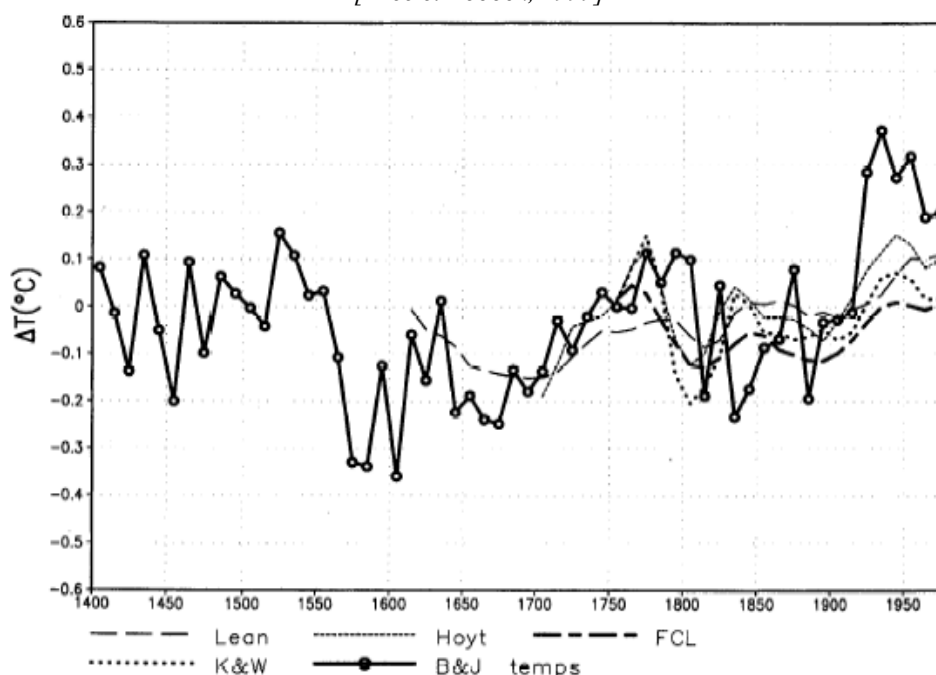
Plusieurs études ont tenté de quantifier l'impact du changement de l'activité solaire sur le climat terrestre en se basant principalement sur les enregistrements directs de ce forçage grâce aux taches solaires [Lean *et al.*, 1995; Lean et Rind, 1998; Rind *et al.*, 2004]. La figure 1.4. présente la courbe de variation du nombre de taches solaires utilisée dans ces travaux. On y reconnaît nettement les périodes de moindre activité connues sous les noms de Minimum de Maunder (1645-1715) et de Minimum de Dalton (1783-1830), caractérisées par un nombre réduit, voire une absence totale de taches.

Figure 1.4. : Moyenne annuelle du nombre de taches solaires sur la période 1610-2000 [Tsiropoula, 2003].



Plusieurs auteurs ont ainsi pu réaliser des reconstitutions de l'évolution de l'éclairement solaire au cours des quatre derniers siècles [Friis-Christesen et Lassen, 1991; Kelly et Wigley, 1992; Hoyt et Schatten, 1993; Lean *et al.*, 1995]. Free et Robock [1999] comparent chacune de ces reconstitutions aux variations des températures estivales reconstruites par Bradley et Jones [1993], pour l'hémisphère nord principalement, sur la base de données dendrochronologiques. La figure 1.5. tirée de leur publication montre une assez bonne correspondance entre les séries.

Figure 1.5. : Evolution de l'éclairement solaire comparée aux températures estivales reconstituées pour l'hémisphère nord (moyenne décennale). Lean = Lean *et al.*, 1995; Hoyt = Hoyt et Schatten, 1993; FCL = Friis-Christesen et Lassen, 1991; K&W = Kelly et Wigley, 1992; B&J = Bradley et Jones, 1993, [Free et Robock, 1999]



Sur la période 1610–1800, 74% de la variance des températures de surface est expliquée par la reconstitution annuelle de l'éclairement solaire proposée par Lean *et al.* [1995], chutant à 56% pour la période 1800–1995. Les auteurs concluent à une influence prédominante des variations de l'éclairement solaire sur les températures durant la période pré-industrielle. Ils précisent que cette variabilité du rayonnement solaire a pu contribuer à hauteur de $0,51^{\circ}\text{C}$ dans le réchauffement climatique de l'hémisphère nord entre le 17^{ème} siècle et la fin du 20^{ème}.

On estime entre 0,25% [Lean et Rind, 1998] et 0,4% [Hoyt et Schatten, 1993] la baisse de l'éclairement solaire pendant le Minimum de Maunder (1645–1715). Cette réduction est associée à une baisse moyenne des températures de surface de $0,4\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$ [Rind *et al.*, 2004] atteignant 1°C sur la partie andine de l'Amérique Latine (cf. figure 17 in Lean et Rind, 1998).

1.3.1.2. Le volcanisme

Lors d'une éruption volcanique, de grandes quantités de cendres, poussières et gaz soufrés sont éjectées dans l'atmosphère. Il en résulte trois effets directs sur le climat qui sont aujourd'hui largement reconnus par la communauté des climatologues et modélisateurs du climat. D'une part, en renvoyant vers l'espace une partie du rayonnement solaire incident, le voile de poussière stratosphérique formé par l'éruption peut engendrer une baisse sensible de la température. D'autre part, ces micro-particules (cendres et poussières) peuvent aussi former des noyaux de condensation favorisant la formation de nuages qui participent à l'augmentation de l'albédo de l'atmosphère terrestre. Enfin, les gaz soufrés se transformant en aérosols sulfatés favorisent un refroidissement de la basse troposphère par rétro-diffusion du rayonnement grande longueur d'onde.

Cependant, l'importance du volcanisme d'une manière générale et de ces trois principaux effets directs n'est pas encore totalement comprise. En effet, la durée de permanence des diverses particules dans l'atmosphère est limitée de 1 à 3 ans en fonction de l'importance de l'éruption. Ainsi, l'influence du volcanisme semble ne pouvoir être que « ponctuelle », courte dans le temps, à moins d'une succession régulière d'éruptions majeures.

De plus, la dispersion des particules n'est pas homogène et dépend grandement du lieu de l'éruption. Si l'éruption a lieu aux basses latitudes, la répartition se fait graduellement sur l'ensemble du globe. En revanche, si l'éruption a lieu aux hautes latitudes, les particules ne se répandent pas en quantité significative en-deçà de 30° de latitude de l'hémisphère d'origine et les concentrations tendent à être maximales entre 60° et 90° de latitude [Lamb, 1972]. Il en résulte une variabilité spatiale importante de la variation climatique induite par le volcanisme.

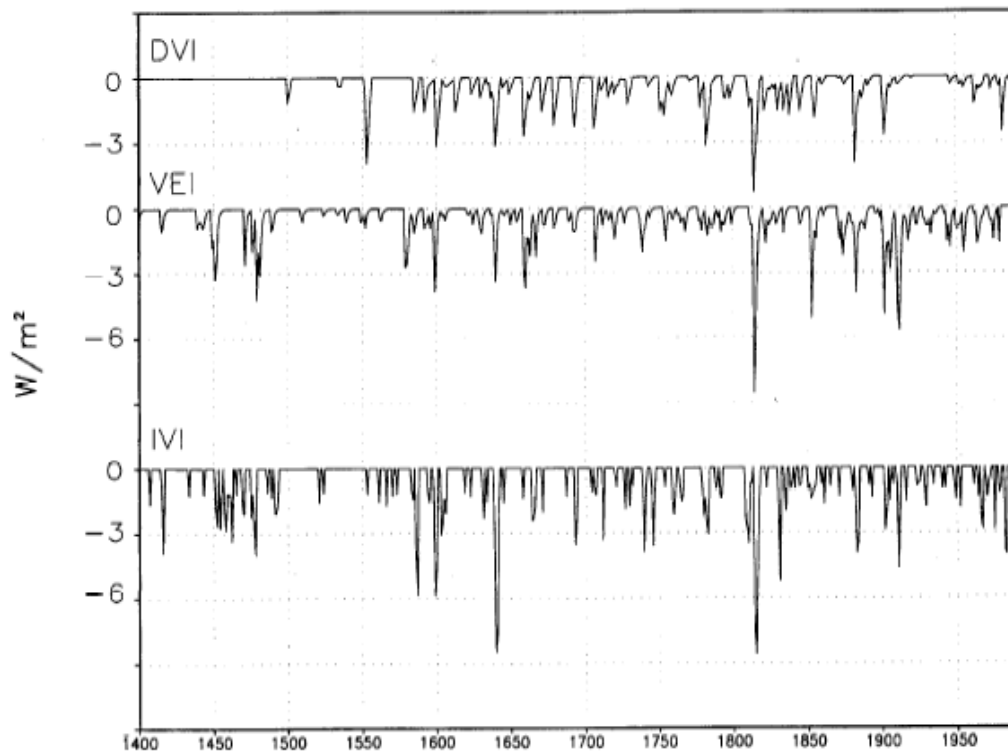
A la suite des travaux de Lamb dans les années 1960-70 [Lamb, 1972, 1977 a, b], qui ont notamment abouti à la construction du DVI (Dust Veil Index), indice permettant de cerner l'impact des éruptions volcaniques sur le climat, de nombreux auteurs se sont intéressés à ce type de reconstruction afin d'alimenter les modèles climatiques prenant en compte le forçage volcanique. La figure 1.6. issue de [Free et Robock, 1999] présente les trois principaux indices utilisés dans la littérature : le DVI, le VEI (Volcanic Explosivity Index) élaboré par Simkin et Siebert [1994] et l'IVI (Ice core Volcanic Index) construit par Robock et Free [1995]. Les données directes étant souvent insuffisantes, notamment dès que l'on veut remonter dans le passé, ces chronologies des principales éruptions volcaniques sont basées sur des « proxies », dont le plus pertinent provient de l'enregistrement, en continu et à haute résolution temporelle, fourni par les mesures de variation de la composition géochimique et de la conductivité des carottes de glace.

On constate un nombre important d'éruptions volcaniques sur la période 1600-1900AD par rapport à celles qui l'encadrent. En se référant à son DVI, Lamb [1972] parle « d'une vague d'activité volcanique à l'échelle planétaire pendant le Petit Age Glaciaire ». Il recense 19 éruptions majeures pendant le PAG, d'ampleur au moins égale à celle du Krakatoa en 1883. Dix d'entre elles furent effectivement suivies de périodes froides documentées historiquement,

comme celle du Tambora en 1815 ; pour les autres éruptions, aucune période froide notable n'a pu leur être associée.

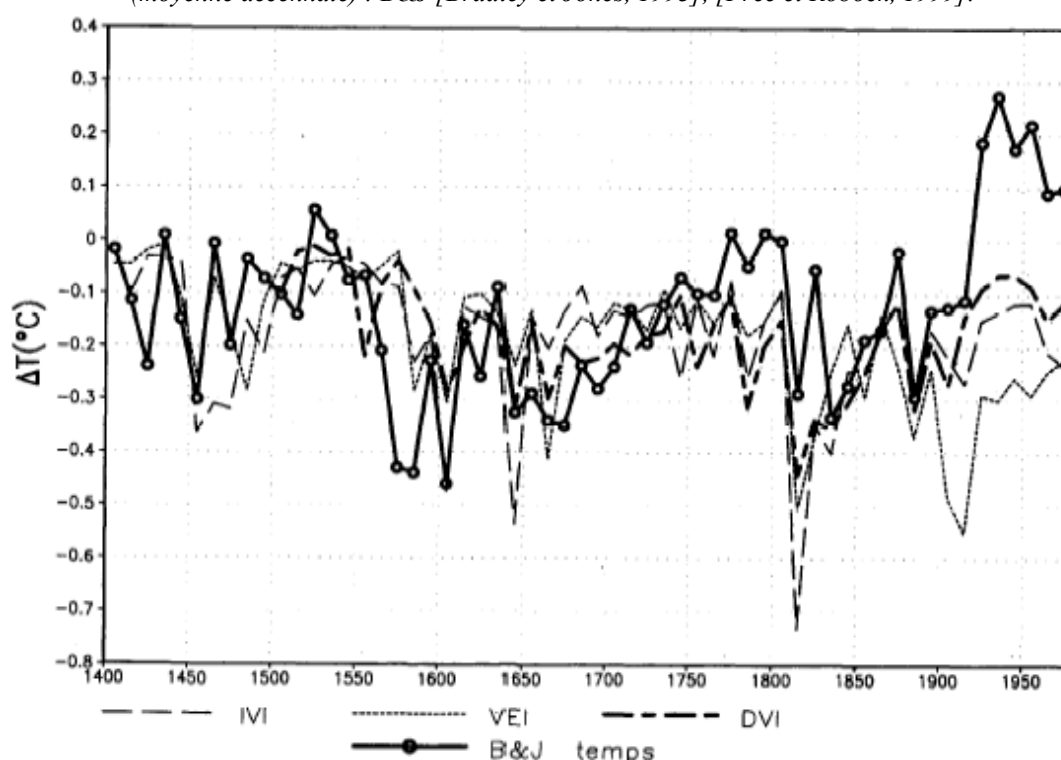
Avec l'IVI, ce contraste entre le PAG et les périodes qui l'encadrent devient moins net, même si, durant les six derniers siècles, les éruptions les plus importantes semblent avoir eu lieu pendant la période 1580-1900.

Figure 1.6. : Trois principaux indices volcaniques utilisés comme facteurs de forçage dans les modèles climatiques [Free et Robock, 1999].



La figure 1.7. issue de [Free et Robock, 1999] illustre la comparaison entre les températures estivales reconstituées pour l'hémisphère nord (moyenne décennale) et les modélisations basées sur les indices IVI, VEI et DVI. Bien que l'effet du volcanisme n'intervienne que durant une période de 1 à 3 ans après l'éruption, les auteurs notent que les indices volcaniques simulent avec une amplitude comparable les variations de températures décennales, et sur de plus grandes échelles de temps. Cela démontrerait que les aérosols volcaniques peuvent en théorie produire des effets décennaux sur les variations de température, voire à plus longue échelle [Free et Robock, 1999].

Figure 1.7. : Comparaison entre les modélisations basées sur les indices volcaniques IVI, VEI, DVI (cf. texte pour leur signification et auteurs) et les températures estivales reconstituées pour l'hémisphère nord (moyenne décennale) : B&J [Bradley et Jones, 1993], [Free et Robock, 1999].



1.3.2. Agents de forçage internes au système océan-atmosphère

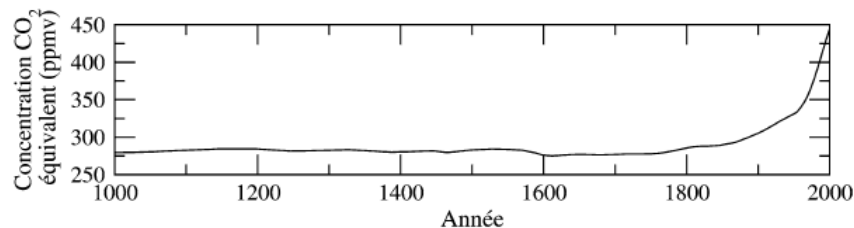
1.3.2.1. Les gaz à effet de serre : le forçage anthropique

Il est aujourd'hui admis que les activités anthropiques ont un impact sur le climat de la planète. Cependant, le moment à partir duquel leur influence commence à être significative est toujours débattu par les spécialistes.

Que ce soit via l'augmentation des gaz à effet de serre – dioxyde de carbone (CO_2), méthane (CH_4) dioxyde d'azote (N_2O) – engendrée par la combustion des combustibles fossiles et les feux de biomasse, via la modification de la chimie de l'ozone atmosphérique avec l'utilisation des chlorofluorocarbones (CFC), ou encore via le changement des caractéristiques de la surface de la Terre du fait de la déforestation, l'impact de l'homme sur le climat est un phénomène propre à l'ère industrielle (depuis environ 1850).

La figure 1.8. issue de [Bertrand, 2004] présente l'évolution des gaz à effet de serre en équivalent CO_2 sur le dernier millénaire. On note le changement de tendance à partir du milieu du 19^{ème} et une forte accélération à partir de la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

Figure 1.8. : Evolution des gaz à effet de serre au cours du dernier millénaire [Bertrand, 2004].



L'influence du forçage anthropique sur le climat se traduit essentiellement par un changement du bilan radiatif du système Terre-atmosphère : diffusion et absorption du rayonnement solaire incident et rétro-diffusion vers la surface de la Terre de son propre rayonnement thermique infrarouge.

D'après Rind *et al.* [2004], le forçage anthropique est deux fois plus important que le forçage solaire pour le 20^{ème} siècle. Il est considéré comme non-influent sur la période précédente.

1.3.2.2. La circulation thermohaline

L'océan joue un rôle de régulateur thermique à la surface de la Terre, en stockant le surplus d'énergie solaire reçue au niveau de l'Equateur ; il la redistribue vers les plus hautes latitudes, notamment par des interactions avec l'atmosphère qui incluent des transferts de chaleur par rayonnement, par conduction et sous forme de chaleur latente (lors de phase d'évaporation puis de condensation de l'eau). A ce titre, l'océan régit une part du système climatique à des échelles de temps variées, de saisonnière à pluriséculaire.

Dans le cadre des interactions entre l'océan et l'atmosphère, les variations de la circulation thermohaline, moteur de la répartition des eaux océaniques à la surface de la Terre, sont considérées comme un facteur potentiel de forçage du climat.

La circulation thermohaline correspond à un déplacement de masses d'eau sous l'effet de variations de densité, dues à des modifications de la température et de la salinité en surface. Cette circulation est difficile à mesurer directement. Elle est surtout déduite de la distribution de "traceurs", telles que la température, la salinité ou encore la teneur en oxygène [Conil, 2003].

Des changements de convection profonde ou de caractéristique des masses d'eau, engendrés par des modifications des flux de chaleur en surface, des précipitations ou de l'étendue de glace de mer, vont modifier la circulation thermohaline et sont donc susceptibles d'avoir un impact climatique important.

La vitesse moyenne des courants profonds est très faible (de l'ordre du mm s⁻¹). Ainsi, la durée du trajet de l'eau nord-atlantique profonde jusque dans l'océan Pacifique serait de l'ordre de cinq cents ans.

Pour les cycles glaciaire-interglaciaire, les données comme les modèles suggèrent que les changements du climat sont le résultat de changements de la circulation thermohaline Atlantique [Clark *et al.*, 2002]. En revanche, du fait surtout de sa forte inertie, il semble peu probable que des variations de cette circulation aient eu une incidence importante pour une période de temps

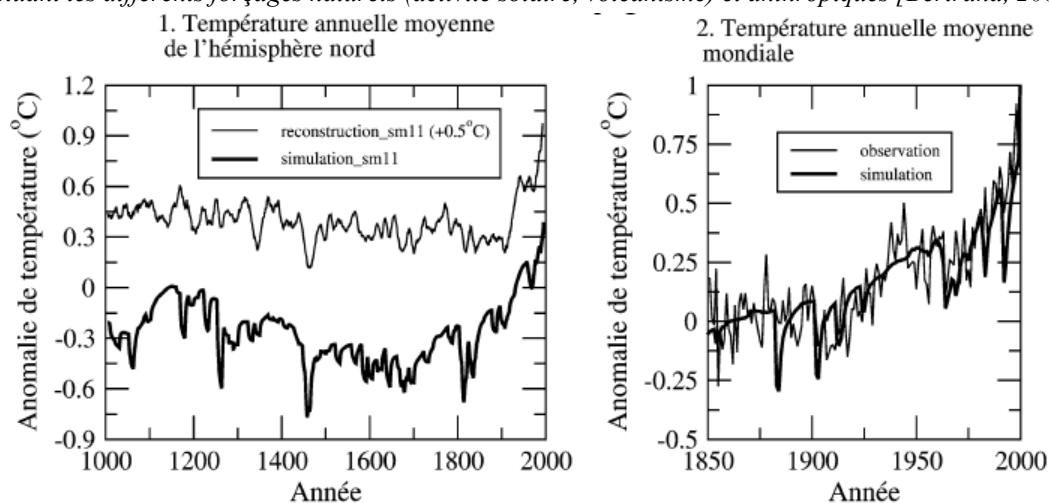
aussi courte que le PAG, en particulier par rapport à d'autres agents de forçage, comme les variations d'activité solaire, le volcanisme ou les gaz à effet de serre, dont l'influence est plus rapide [Broecker, 2000].

Une récente étude de Goosse *et al.* [2004] vient corroborer le fait qu'à l'échelle centennale, les variations de la circulation thermohaline ne semblent pas être influentes par rapport à des mécanismes de circulation océanique plus locaux. En se basant sur un modèle couplé océan-atmosphère, les auteurs parviennent à modéliser l'évolution des températures sur les derniers mille ans. La différence de comportement observée entre les deux hémisphères, avec un retard de l'hémisphère sud par rapport à l'hémisphère nord de l'ordre de 150 ans, est ainsi interprétée non pas comme le résultat de la circulation thermohaline mais comme une variation de l'intensité de l'upwelling dans l'Atlantique Sud.

1.3.3. Combinaison des différents forçages

En combinant les différents forçages possibles – principalement les gaz à effet de serre, l'activité solaire et le volcanisme – les modélisateurs arrivent à reproduire de façon satisfaisante l'évolution des températures au cours du dernier millénaire (figure 1.9. issue de Bertrand, 2004). Il en ressort une forte influence du forçage solaire au cours de l'ensemble de la période, même si celui-ci devient très nettement insuffisant pour expliquer le réchauffement du 20^{ème} siècle, causé en grande partie par le forçage anthropique. L'auteur note le rôle du volcanisme, qui vient s'ajouter de manière ponctuelle, pour simuler de nombreux « coups de froid » observés dans la reconstitution.

Figure 1.9. : Comparaison des températures du dernier millénaire avec les résultats de simulations incluant les différents forçages naturels (activité solaire, volcanisme) et anthropiques [Bertrand, 2004].



Il apparaît qu'en tenant en compte des différents facteurs de forçage climatique, la modélisation est assez satisfaisante sur l'ensemble du dernier millénaire. Cependant on tente

toujours de simuler les températures ; or, les changements du climat ne se réduisent pas à des variations de température, mais sont aussi liés aux précipitations, à l'humidité ou encore à la nébulosité...

En outre, concernant l'évolution des glaciers au cours du temps, ces derniers paramètres sont aussi importants que la température, voire plus pour les glaciers tropicaux pour lesquels la température n'est pas le facteur prépondérant régissant leur bilan de masse (cf. 5.1.).

Il reste donc encore beaucoup de pistes à explorer pour cerner l'évolution du climat dans son ensemble ; les glaciers tropicaux en tant qu'indicateurs privilégiés de la variabilité du climat sont un outil remarquable.

1.4. Conclusion

Le Petit Age Glaciaire a d'abord été défini comme un phénomène glaciologique : une période pendant laquelle les glaciers étaient plus étendus qu'actuellement. Il a ensuite été interprété comme un phénomène climatique, les fluctuations glaciaires étant liées aux variations du climat [Matthews et Briffa, 2005]. Toutefois, s'il est relativement facile de dater les stades d'extension maximale des glaciers à l'aide des moraines, il est plus difficile d'établir des limites temporelles à cet événement, c'est-à-dire de dater le début et la fin de cette période multiséculaire de crue glaciaire, à cause du manque d'indicateurs directs sur le début de l'avancée et du retrait des glaciers, ainsi que par manque de connaissance des phénomènes responsables des fluctuations glaciaires et de leur influence.

Ce rapide tour d'horizon des travaux effectués dans la plupart des massifs montagneux de la planète met en évidence le caractère global, planétaire de cet événement. En effet, même si la période d'extension maximale des glaciers n'est datée de façon précise que pour certains massifs, il existe sur l'ensemble de la planète des cordons morainiques en aval du front des glaciers actuels, ce qui atteste d'une superficie accrue des glaciers dans un passé récent.

La figure 1.10. permet de rendre compte de la variabilité de l'époque au cours de laquelle l'extension maximale des glaciers s'est produite.

Même si les maxima ne sont pas concomitants, il est possible de distinguer cinq catégories principales de massifs avec suivant les cas une meilleure probabilité de trouver :

- Un maximum antérieur au 17^{ème} siècle, survenu lors d'avancées au cours du 13^{ème} ou durant le 16^{ème} siècle (Caucase, Alaska) ;
- Un maximum au 17^{ème} siècle (Patagonie, Pérou, Equateur) ;
- Un maximum au 18^{ème} siècle (les massifs dits maritimes : Alaska, Nouvelle-Zélande, Islande, Norvège) ;

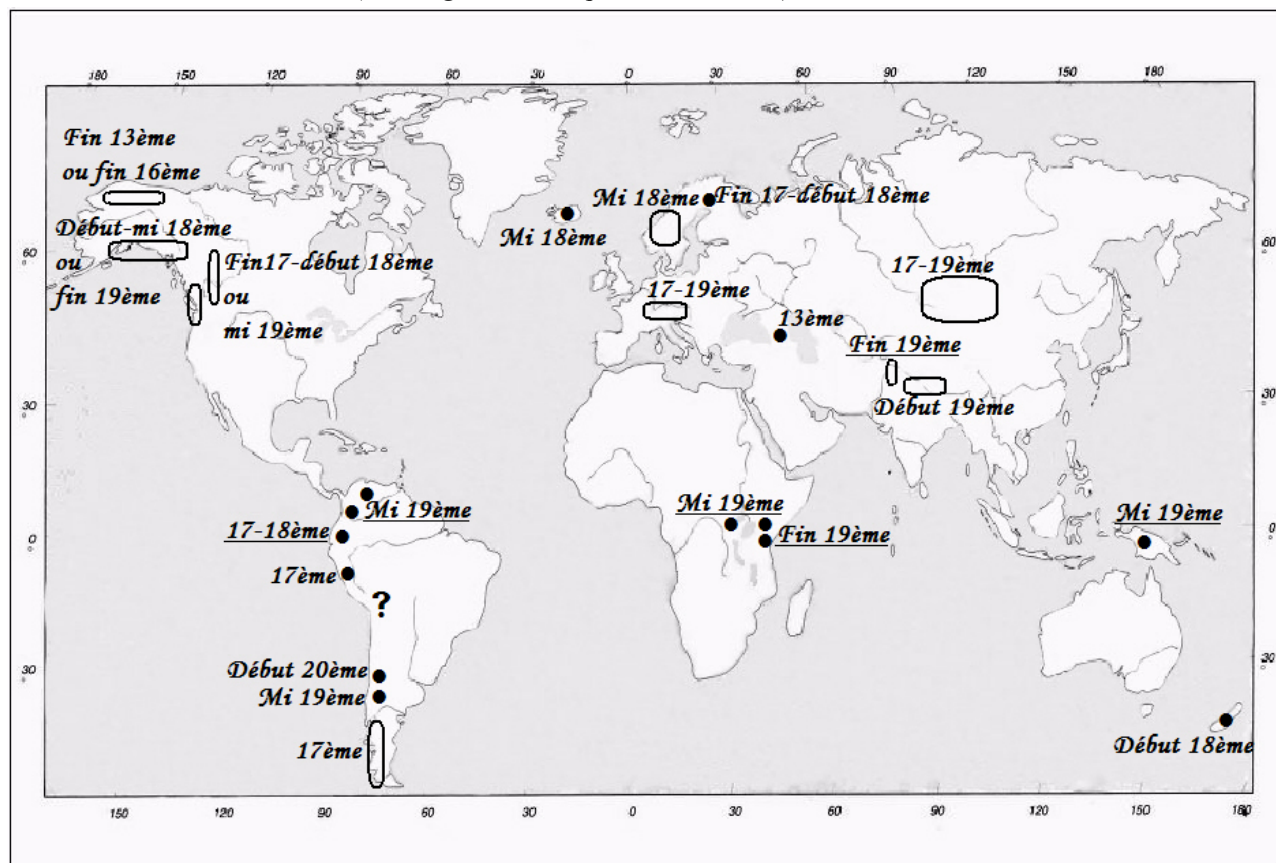
- Un maximum au 19^{ème} siècle (Andes du sud ~35°, Afrique, Indonésie) ;
- Plusieurs maxima d'ampleur quasi identique aux 17^{ème} et 19^{ème} siècles (Rocheuses, Alpes, Asie).

Il est intéressant de noter que les avancées des 13^{ème} et 14^{ème} siècles ont été trouvées, notamment à l'aide de la dendrochronologie ou de la lichenométrie, dans d'autres massifs que là où elles attestent de la phase d'extension maximale des derniers mille ans, c'est le cas des Alpes, du Pérou ou de la Patagonie.

Si le PAG est un événement global, c'est qu'il reflète un phénomène climatique, lui aussi général, qui a affecté l'ensemble de la planète. Comment expliquer alors de tels écarts entre les périodes d'extension maximale des glaciers d'un massif à l'autre ?

Les raisons sont sans doute à chercher au cas par cas, dans le fonctionnement même des glaciers, leur sensibilité à tel ou tel paramètre climatique (températures, précipitations) et dans les modes de variabilité climatique régionale (ENSO, NAO) ayant pu se superposer à des conditions climatiques généralement péjorées à l'échelle de la planète. Comme facteurs de forçage, on s'accorde à dire que la baisse des températures au cours du PAG est associée à une baisse de l'activité solaire ainsi qu'à une succession d'éruptions volcaniques de grande ampleur.

Figure 1.10. : Période d'extension maximale des glaciers au PAG
(le soulignement indique une estimation).



Chapitre 2

Présentation du terrain d'étude

Le début de ce chapitre traitera d'aspects généraux : d'abord la localisation du terrain d'étude, puis quelques précisions sur la climatologie régionale, afin de voir dans quel contexte morpho-climatique évoluent les glaciers considérés dans ce travail. Ensuite, chacun des quinze glaciers étudiés sera présenté dans le détail sous forme d'une fiche d'identité regroupant ses principales caractéristiques et une cartographie du glacier et de sa marge proglaciaire.

2.1. Localisation générale

Le chapitre précédent, consacré aux connaissances actuelles sur les fluctuations glaciaires au cours du PAG dans le monde, a montré que la zone intertropicale reste très peu étudiée, notamment la Cordillère Orientale de Bolivie.

Pour remédier à ce manque, à l'initiative de Bernard Francou et Pierre Ribstein, l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD mène en Bolivie depuis 1991 un programme de suivi des glaciers et bassins versants englacés d'altitude. Le fonctionnement des glaciers y est maintenant mieux compris, en particulier la saisonnalité du bilan de masse, sa variabilité inter-annuelle et le rôle des paramètres climatiques qui le régissent. Ces travaux ont fait l'objet de plusieurs thèses de doctorat [dont Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002] et de publication de nombreux articles [Francou *et al.*, 1995, 2000, 2003, 2004 ; Wagnon *et al.*, 1998, 1999 a, b, 2001, 2003 ; Ramirez *et al.*, 2001 ; Sicart *et al.*, 2001, sous presse]. Je reviendrai plus en détail sur le fonctionnement et les particularités des glaciers tropicaux dans le 5^{ème} chapitre pour poser les bases de l'analyse paléoclimatique qui sera faite à partir de la chronologie et de la reconstruction des fluctuations glaciaires obtenues dans ce travail.

En 1999 et 2000, dans le cadre de l'Unité de Recherche Great-Ice, Vincent Jomelli a réalisé plusieurs campagnes de terrain exploratoires en Bolivie afin d'évaluer la faisabilité d'une étude sur la chronologie des fluctuations glaciaires au cours du PAG.

Enfin, en 2001, à l'instigation de Valérie Masson Delmotte (LSCE-CNRS, Gif-sur-Yvette) un programme ECLIPSE (INSU) a été mis en place, avec pour objectif l'étude de la variabilité climatique et environnementale durant le PAG en France et en Amérique du Sud. Il s'agit donc, dans le cadre d'une approche pluridisciplinaire, de déterminer quelques aspects des relations entre l'étendue des glaciers, les paramètres environnementaux et les activités humaines.

Grâce à ces différents travaux et programmes, les ingrédients semblaient être réunis pour développer une étude sur la reconstruction des fluctuations glaciaires depuis le PAG dans les Andes de Bolivie.

En Bolivie, la Cordillère des Andes est divisée en deux chaînes parallèles encadrant l'Altiplano (figure 2.1.). La Cordillère Occidentale est entièrement volcanique et, malgré l'altitude élevée de nombreux sommets (le Sajama est le point culminant de Bolivie à 6542 mètres), les précipitations étant très faibles (< 500 mm/an), la glaciation y est actuellement très réduite. La Cordillère Orientale est un bâti hercynien ancien métamorphique, traversé par un batholite composé essentiellement de granodiorite [Francou, 1993]. Sur sa bordure occidentale (côté Altiplano), on suit un contact avec un ensemble de roches sédimentaires métamorphisées (formations schisteuses et quartzitiques du Silurien). Elle comporte plusieurs sommets à plus de 6000 m, mais malgré cette très haute altitude, les précipitations peu abondantes (~ 800 -1000 mm/an à 5000 m) et le climat tropical (isotherme 0°C annuelle à 4900/5000 m) faisant grimper l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre à près de 5200 m, les étendues englacées restent assez limitées. Jordan, dans son inventaire des glaciers boliviens publié en 1991, montre que la Cordillère Orientale est essentiellement composée de petits glaciers dont 80% ont une superficie inférieure à $0,5 \text{ km}^2$.

Compte tenu de ces caractéristiques et du très faible niveau de « connaissances glaciologiques », cette cordillère offre un terrain de recherche favorable.

Figure 2.1. : Cordillères boliviennes (issue de http://fr.wikipedia.org/wiki/Image:South_America_satellite_plane.jpg).



En raison de l'état d'englacement plus important, c'est en Cordillère Orientale (15°S-17°S) que nous avons choisi de mener cette étude. Cette cordillère est divisée en plusieurs parties dont les principales, du nord au sud, sont : la Cordillère Apolobamba (frontalière avec le Pérou), la Cordillère Royale et la Cordillère de Quimsa Cruz. La plus étendue est la Cordillère Royale regroupant tous les sommets de plus de 6000 mètres dont l'Illimani, l'Ancohuma, l'Illampu...

Pour des raisons logistiques dues à l'éloignement et aux difficultés d'accès, mais aussi à cause des risques potentiels que peuvent présenter certaines zones comme la Cordillère d'Apolobamba, j'ai privilégié le choix de sites d'études dans les cordillères Royale et de Quimsa Cruz (cf. 2.3.)

2.2. Conditions climatiques en Cordillère Orientale

2.2.1. Les variations saisonnières

La Cordillère Orientale de Bolivie se situe dans la partie externe de la zone intertropicale sud (16°S) caractérisée par une saisonnalité très marquée des précipitations, avec une unique saison des pluies en été austral (centrée sur décembre, janvier, février et mars) et une saison sèche très prononcée durant l'hiver.

Cette saisonnalité est liée à la position de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), le long de laquelle convergent les alizés du nord-est et du sud-est. La ZCIT suit le Soleil en son zénith d'un tropique à l'autre. Son orientation, quasi parallèle à l'équateur sur les océans, est modifiée sur les continents par le relief. La rencontre des alizés chargés d'humidité océanique se traduit par une ascendance des masses d'air qui génère d'importantes turbulences. La ZCIT se caractérise donc par un couvert nuageux très important et des précipitations intenses.

Durant l'été austral, la ZCIT a sa position la plus au sud. La circulation d'ouest subtropicale se décale vers le sud, laissant se développer un régime de vent d'est, nord-est. Après avoir traversé le bassin amazonien, les masses d'air océanique viennent buter contre les flancs est des Andes engendrant une activité convective très importante. Ce phénomène est parfois appelé «Amazonian monsoon». Le maximum de précipitation a lieu dans la frange d'altitude 1000-2000 m où le cumul annuel est supérieur à 3 m. Au-delà, le gradient de précipitation avec l'altitude devient négatif. A la Plataforma Zongo (~4800 m d'altitude), environ 150 m en aval du front du Glacier du Zongo, le cumul annuel n'est plus que de l'ordre du mètre d'eau.

Ainsi les masses d'air humide, c'est-à-dire les précipitations, proviennent du nord-est avec notamment pour conséquence un cumul de précipitations plus élevé sur le flanc amazonien de la Cordillère Orientale que sur le flanc Altiplano. A titre d'exemple, les précipitations annuelles sur le bassin versant du glacier Zongo (4950 mètres, flanc amazonien) sont de l'ordre de 940 mm, alors que, pour celui de Chacaltaya (5000 mètres, flanc Altiplano), elles ne sont que de 780 mm [Rabatel et Mendoza, 2004].

La variabilité des précipitations pendant la saison des pluies est marquée par l'alternance de périodes de 5 à 10 jours de forte puis faible nébulosité sur l'Altiplano, associées à des conditions respectivement humides puis sèches. Les périodes humides (sèches) sont associées à un renforcement (affaiblissement) du « High Bolivian » – zone anticyclonique de la haute troposphère : 100-300 hPa, centrée sur l'Altiplano, liée à la forte activité convective sur la barrière andine du bassin amazonien – et à son déplacement vers le sud (nord) [Sicart, 2002 et les références citées].

Durant l'hiver austral, la ZCIT se trouve dans sa position la plus septentrionale. La Bolivie se situe alors sous un régime de flux d'ouest lié à l'influence des anticyclones subtropicaux. Les rares précipitations d'hiver sont causées par des perturbations frontales d'origine extra-tropicale. C'est la saison sèche.

Ainsi près de 85% des précipitations annuelles ont lieu durant la saison humide, dont environ 60% pendant la seule période décembre/mars.

Contrairement aux précipitations, la saisonnalité des températures est très peu marquée, (de l'ordre de 3-4°C, [Wagnon, 1999]) et corrélativement, l'altitude de l'isotherme zéro degré (4900/5000) et celle de la limite pluie/neige évoluent peu au cours de l'année.

De même, la radiation solaire incidente à la surface du glacier est quasi constante tout au long de l'année, variant de 195 W m⁻² en saison sèche à 215 W m⁻² en saison humide. En effet la saisonnalité de la radiation solaire incidente mesurée au sommet de l'atmosphère (dite radiation solaire extraterrestre) est atténuée par la nébulosité très saisonnière. En saison des pluies, une très grande partie de la radiation solaire extraterrestre est réfléchi par l'intense couvert nuageux, si bien que la radiation solaire qui parvient à la surface du glacier est du même ordre de grandeur qu'en saison sèche [Wagnon, 1999]. En outre, l'effet d'exposition est fortement diminué du fait de la latitude des glaciers boliviens (16°S), même si l'exposition sud reste avantagée.

2.2.2. Le rôle de l'ENSO (El Niño Southern Oscillation)

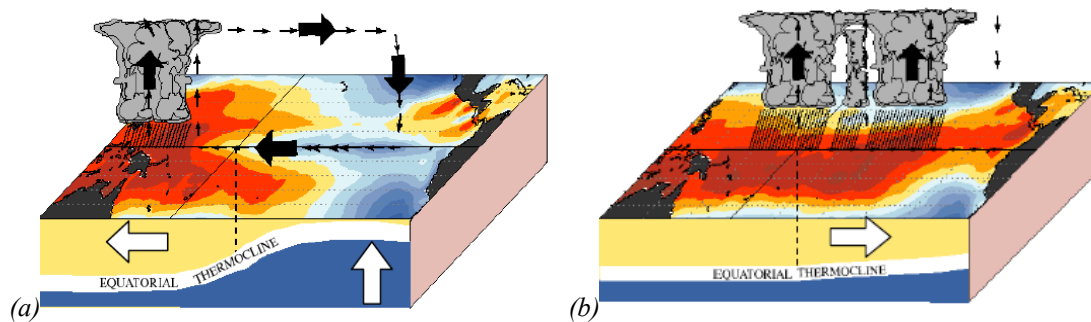
La variabilité inter-annuelle du climat est fortement liée à l'oscillation du Pacifique Sud, communément appelée ENSO (acronyme anglais El Niño Southern Oscillation), fluctuation climatique propre au Pacifique intertropical, mais dont les effets sont planétaires.

Il s'agit d'une oscillation du champ de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du Pacifique accompagnée d'un transfert d'eaux superficielles au niveau de l'équateur.

En temps normal, les alizés des deux hémisphères convergent au niveau de l'équateur. Par effet mécanique, ces vents poussent les eaux chaudes de surface de l'est vers l'ouest du Pacifique créant un courant superficiel permettant aux eaux profondes, froides, de remonter vers la surface le long des côtes de l'Amérique du Sud (upwelling). Les masses d'eaux chaudes qui se rassemblent dans la partie ouest du Pacifique (nord de l'Australie) entretiennent une forte évaporation et une intense activité convective alimentant la branche ascendante de la cellule de

Walker, centrée sur le Pacifique, dont la branche descendante, située dans le Pacifique Est au niveau des côtes sud-américaines, est à l'origine de l'anticyclone sub-tropical qui, à son tour, propulse les alizés vers l'ouest. Une autre cellule de Walker centrée sur l'Atlantique fonctionne sur le même principe. Sa branche ascendante située sur le bassin amazonien est à l'origine de la forte convection produisant nébulosité et précipitations sur cette zone et sur les Andes. Cette situation correspondant aux phases froides de l'ENSO, appelées La Niña, est illustrée par la figure 2.2. (a).

Figure 2.2. : Etat de l'océan et de l'atmosphère au-dessus de l'océan Pacifique tropical. (a) en phase La Niña. (b) en phase El Niño. En rouge = eaux chaudes ; en bleu = eaux froides, flèches noires = circulation atmosphérique (cellule de Walker), flèches blanches = circulation océanique, [CPC Web Team, 2003].



Pour des raisons non encore totalement élucidées, il arrive que le courant d'eaux superficielles du Pacifique s'inverse, et donc que le transfert d'eaux chaudes se fasse vers l'est, bloquant la remontée de l'upwelling. La zone d'intense convection associée aux eaux chaudes de surface, c'est-à-dire la branche ascendante de la cellule de Walker, suit ce déplacement vers l'est et vient se placer au centre du Pacifique. C'est la période dite El Niño, la phase chaude de l'ENSO illustrée par la figure 2.2. (b).

Le champ de pression atmosphérique entre le centre et l'ouest du Pacifique s'inverse, les basses pressions se trouvent au centre du Pacifique et les hautes pressions à l'ouest, c'est l'oscillation australe. Le déplacement de la zone de convection de l'ouest vers le centre du Pacifique modifie complètement la circulation atmosphérique. La zone de hautes pressions au large des côtes de l'Amérique du Sud se décale sur le continent, engendrant de fortes précipitations sur les côtes de l'Equateur et du Pérou et des conditions plus sèches à l'intérieur des terres. En parallèle, les entrées d'air humide atlantique et la convection sur l'Amazonie diminuent en raison des hautes pressions. Il en résulte une diminution de la nébulosité et des précipitations sur la Cordillère des Andes entraînant un déficit de précipitations en Bolivie.

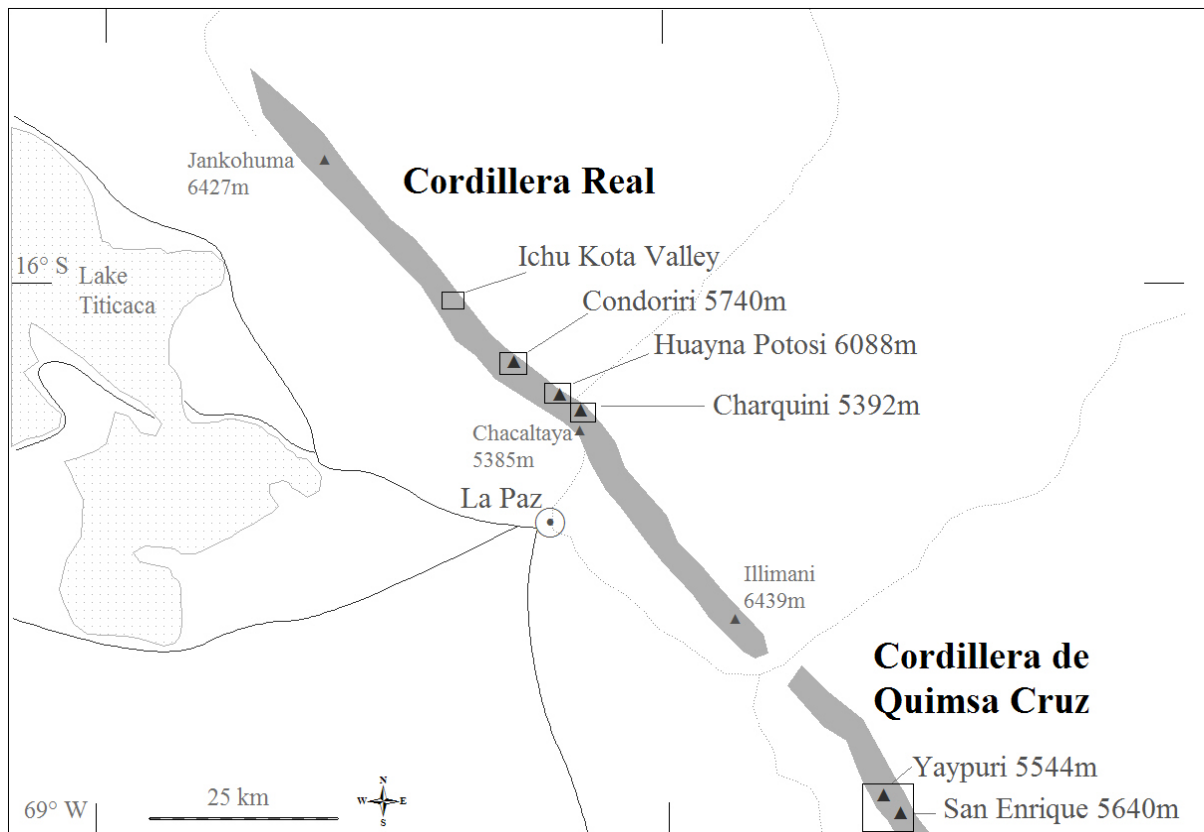
Cet état de l'atmosphère favorise en outre un réchauffement de la troposphère tropicale pouvant atteindre 1 à 3 °C sur les Andes. Elle modifie aussi la circulation atmosphérique aux latitudes extra-tropicales. Ainsi les régions situées vers 30° de latitude sont touchées par des dépressions très actives provoquant de fortes précipitations originaires du Pacifique. De ce fait, alors que, dans les Andes de Bolivie (16°S), la baisse des précipitations entraîne des bilans de masse très déficitaires, les glaciers chilo-argentins gagnent de la masse. On a donc une opposition de phase entre ces deux zones. [Francou et Pizarro, 1985 ; Aceituno, 1988 ; Vuille, 2000 ; Francou et Vincent, à paraître].

2.3. Les glaciers étudiés

Afin d'établir la chronologie des fluctuations glaciaires dans les Andes de Bolivie, un total de quinze glaciers a été sélectionné dans la Cordillère Royale et la Cordillère de Quimsa Cruz. Leur répartition, que l'on retrouve sur la figure 2.3, est la suivante :

- 11 en Cordillère Royale :
 - 5 sur les versants du Cerro Charquini (5392 m)
 - 2 sur les versant du Cerro Huayna Potosi (6088 m)
 - 2 dans le massif du Condoriri (5740 m)
 - 2 dans la haute vallée d'Ichu Kota
- 4 en Cordillère de Quimsa Cruz, dans la partie centrale de la cordillère entre le Cerro Yaypuri (5566 m) et le Cerro San Enrique (5620 m).

Figure 2.3. : Localisation des glaciers étudiés.



Ces glaciers ont été choisis pour obtenir un échantillon représentatif des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie. Toutes les orientations sont représentées, de même que les tailles qui varient entre 2,36 km² pour le Glacier du Zongo (1983) et 0,11 km² pour le Glacier Ouest du Charquini (1997). Ces glaciers se répartissent le long de la Cordillère Orientale sur 1° de latitude entre le plus septentrional, le Glacier Jankhu Uyu (16°S), et le plus méridional, le Glacier Malla

Chuma (17°S). Il est donc possible de voir quelle est l'influence de ces trois paramètres sur les fluctuations glaciaires au cours des derniers siècles.

A part les glaciers du massif du Condoriri – Pico Tarija qui se situent à l'ouest du contact : batholite (est) / roches sédimentaires métamorphisées (ouest), tous les autres se situent sur « l'axe central » de la Cordillère Orientale formé par le batholite, c'est-à-dire sur des terrains composés de roches essentiellement granodioritiques. Cette précision est importante car l'espèce de lichen utilisée pour les datations lichenométriques : le *Rhizocarpon geographicum s.l.*, croît préférentiellement sur des roches riches en silice (comme les granites), rendant les datations impossibles en dehors de ces terrains.

Sur l'ensemble des glaciers étudiés, seuls quelques-uns ont un nom attribué qui n'est pas communément utilisé en Bolivie sauf cas particulier comme le Glacier du Zongo. Dans son inventaire paru en 1991, Jordan attribue à chacun des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie un numéro et un code par carte. J'ai choisi de nommer les glaciers en fonction du sommet principal sur le flanc duquel ils s'étendent (sauf cas du Zongo et de Malla Chuma). Dans le cas où plusieurs glaciers choisis se trouvent sur un même sommet (comme le Charquini), j'ai précisé leur position par rapport au sommet principal, ce qui correspond à leur orientation. Le tableau 2.1. présente l'équivalence entre les différentes appellations des glaciers étudiés dans cette thèse.

Tableau 2.1. : Equivalence entre les différentes appellations existantes pour les glaciers considérés dans le cadre de cette étude. Rabatel = cette étude, Jordan = inventaire de 1991, Traditionnelle = appellation officielle lorsqu'elle existe.

Rabatel	Jordan			Traditionnelle
	N° Carte	N° glacier	Code	
Charquini Sud	12	47	a5100	Aillaca
Charquini Sud-est	12	48, 51	d4970	Charquini
Charquini Nord-est	12	46	d4980	/
Charquini Nord	12	43	a5200	/
Charquini Ouest	12	44, 45	b5070	/
Zongo	11	32	d5150	Embalse Zongo
Huayna Potosi Ouest	11	30	d5100	Huayna Potosi Oeste
Condoriri	10	59	d5050	/
Tarija	10	60, 61, 65	d4960	/
Wila Lluxita	9	2	b5100	/
Jankhu Uyu	8	208	d5270	/
Yaypuri	Tres Cruces	50	d5240	/
Jankho Loma	Tres Cruces	57	d5300	/
San Enrique	Tres Cruces	60	d5290	/
Malla Chuma	Tres Cruces	61	d5300	/

Chacun de ces glaciers présente sur sa marge proglaciaire (définie comme l'espace récemment déglacé en amont de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG), en aval des fronts actuels sur une distance d'environ un kilomètre, plusieurs moraines très bien préservées attestant de ses extensions passées. Dans le cadre de ce travail, seuls les 10 cordons

les plus marqués ont été considérés, même si sur certaines marges proglaciaires on peut en compter un plus grand nombre. Ces cordons ont été numérotés par ordre croissant depuis le plus ancien et donc le plus loin du front actuel (M1), au plus récent et par conséquent le plus proche (M10). Il convient de souligner dès à présent que ces 10 cordons peuvent être repérés sur l'ensemble des glaciers considérés ici, mais aussi sur tous les autres glaciers de la Cordillère Orientale où j'ai eu l'occasion de me rendre pendant les deux années passées en Bolivie. Ils représentent donc un minimum commun à tous les glaciers.

En me basant sur la morphologie des cordons morainiques (cf. 3.1.2.), j'ai initialement fait l'hypothèse de la correspondance d'un glacier à l'autre des cordons morainiques portant le même numéro. En d'autres termes, que M1 du glacier X correspond à M1 du glacier Y, à M1 du glacier Z etc., donc que d'un glacier à l'autre, ces cordons ont été mis en place à la suite de la même avancée glaciaire, c'est-à-dire suite à la même péjoration climatique (cf. 4.1.). Nous verrons que les datations lichenométriques soutiennent cette hypothèse.

Ces moraines ne sont pas ou très peu végétalisées (quelques herbacées) et peuvent être considérées a priori comme formées pendant le PAG.

Les écoulements d'eau superficiels étant réduits, la couverture neigeuse quasi inexistante et l'engel du sol restant superficiel en raison d'un cycle gel-dégel journalier [Francou, 1990], ces moraines sont très bien conservées, à tel point que des cordons morainiques annuels peuvent être observés sur plusieurs marges proglaciaires (Glacier Condoriri, Glacier Sud du Charquini).

Les études et observations récentes, menées notamment par l'unité de recherche Great-Ice et ses partenaires boliviens, ont montré que le temps de réponse des glaciers boliviens à une variation sensible des paramètres climatiques est très court (quelques années), particulièrement pour les petits glaciers (<1km²). On peut donc considérer que les moraines déposées lors du PAG correspondent à des glaciers à l'équilibre, c'est-à-dire dont la géométrie, la forme, sont le reflet des conditions climatiques.

Pour le 20^{ème} siècle, en particulier au cours des dernières décennies, cet état d'équilibre n'est plus avéré. Les glaciers sont en recul constant pour réajuster leur géométrie aux conditions climatiques moins favorables [Francou *et al.*, 2000 ; Ramirez *et al.*, 2001]

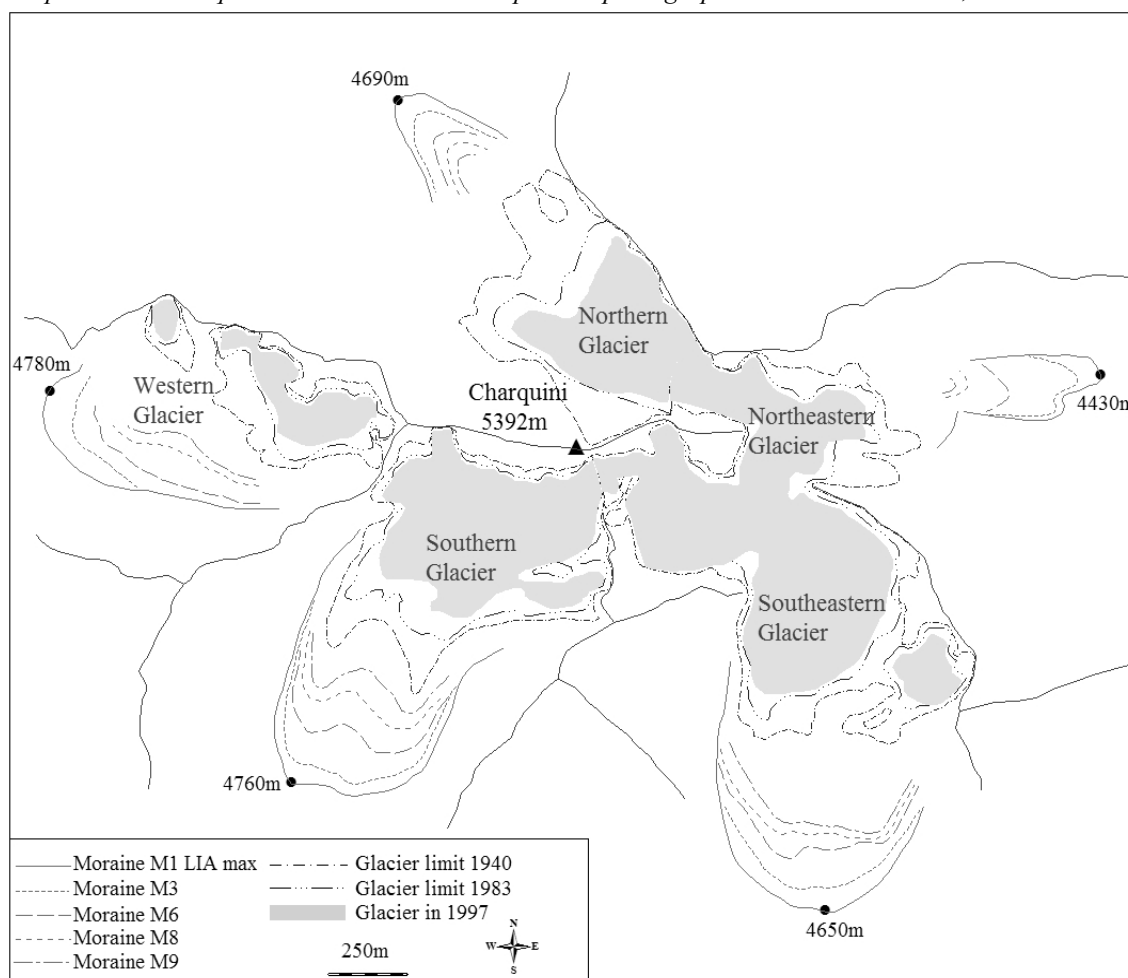
Suite à ces considérations générales, chacun des massifs et des glaciers étudiés sur ces massifs est maintenant présenté sous forme d'une « fiche signalétique ». Une carte de chaque glacier présente l'évolution de sa morphologie depuis le maximum du PAG. Chacune de ces cartes a été réalisée sur la base des restitutions photogrammétriques effectuées par Abraham Machaca (cf. 3.3.1.). L'année de référence est indiquée au cas par cas.

A partir de ces cartes, il a été possible de reconstruire l'évolution des longueurs, surfaces, altitudes de la ligne d'équilibre, volumes et bilans de masse de chaque glacier au cours du temps. Les méthodes utilisées pour aboutir à ces reconstructions sont présentées dans le 3^{ème} chapitre de cette thèse.

2.3.1. Massif du Charquini

Le Massif du Charquini (figure 2.4.) est le secteur ayant fait l'objet du suivi le plus complet, tant au niveau des reconstructions pour le PAG sur la base des moraines, que pour le 20^{ème} siècle par photogrammétrie.

Figure 2.4. : Les cinq glaciers du Massif du Charquini. Seuls les principaux cordons morainiques sont représentés ainsi que les contours récents d'après les photographies aériennes de 1940, 1983 et 1997.



Localisé à mi-chemin (moins de 5 kilomètres) entre les glaciers du Zongo et de Chacaltaya, ce petit massif est très facile d'accès. En outre le Glacier Sud a été exploité jusque dans les années 1980 par les « Hieleros » qui venaient extraire de la glace pour la vendre à La Paz. Ils avaient construit une piste atteignant le front du glacier, ce qui rend l'accès très rapide.

Ce massif d'altitude relativement faible (5392 m) présente plusieurs intérêts :

- Ses glaciers, de morphologie similaire, sont de petite taille (< 0,5 km² en 1997) et sont par conséquent représentatifs de la majorité des glaciers de la Cordillère Royale ;

- Ils s'étendent sur chacun des versants ce qui permet de cerner l'influence de l'exposition (au rayonnement solaire mais aussi aux entrées d'humidité amazoniennes) sur les variations glaciaires.

Dans le cadre de sa « Tesis de Licenciatura » sous la direction de Bernard Francou, Abraham Machaca de l'Institut Géographique Militaire a réalisé, avec ma collaboration, une nouvelle restitution photogrammétrique de l'ensemble du massif du Charquini [Machaca, 2005]. La cartographie au 1/10000 résultant de cette restitution (annexe 1) est basée sur le couple de photographies aériennes de 1983. La restitution des superficies englacées a été réalisée pour cinq couples datés de 1956, 1963, 1974, 1983 et 1997, afin de quantifier le retrait glaciaire au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Pour l'année 1940, les clichés disponibles n'ont pu faire l'objet d'une restitution photogrammétrique, car les paramètres de vol ont été perdus. Il a cependant été possible de retracer visuellement le contour des glaciers sur la carte au 1/10000 et de calculer leur surface à cette date (cf. 3.3.1.).

2.3.1.1. Glacier Sud du Charquini (photo 1 p. 185)

En raison de la disparition quasi complète du Glacier de Chacaltaya qui est suivi par l'unité de recherche Great-Ice de l'IRD depuis 1991, les membres du programme Great-Ice en Bolivie ont décidé d'équiper le Glacier Sud du Charquini pour mesurer son bilan de masse (méthode glaciologique) et quelques paramètres climatiques à ses abords, en particulier température et précipitations.

Un premier réseau de balises a été implanté à la surface du glacier en août 2002, étendu en août 2003 puis de nouveau en septembre 2004. On compte à présent une vingtaine de balises sur le glacier [Rabatel et Mendoza, 2004; Soruco *et al.*, 2005].

Pour les mesures météorologiques, un pluviomètre totalisateur a été installé en 2002, 200 mètres en aval du front. Un second a été ajouté en janvier 2004, à quelques mètres du front, ainsi qu'un capteur de température Hobo [Soruco *et al.*, 2005].

La topographie du contour du glacier a été réalisée chaque année en septembre au distanciomètre.

L'ensemble de ces mesures est regroupé et analysé dans les rapports d'activité annuels publiés par les membres de l'UR Great-Ice en Bolivie [par exemple Rabatel et Mendoza, 2004; Soruco *et al.*, 2005].

L'orientation globale actuelle du glacier est sud-ouest, sa superficie en 1997 était légèrement inférieure à 0,5 km². Lors de son extension maximale au PAG, il atteignait de plus de 1,2 km² de superficie et s'incurvait légèrement vers le sud dans sa partie frontale.

Sa géométrie au PAG était assez simple, avec une largeur quasi constante de 700-750 mètres sur toute la longueur.

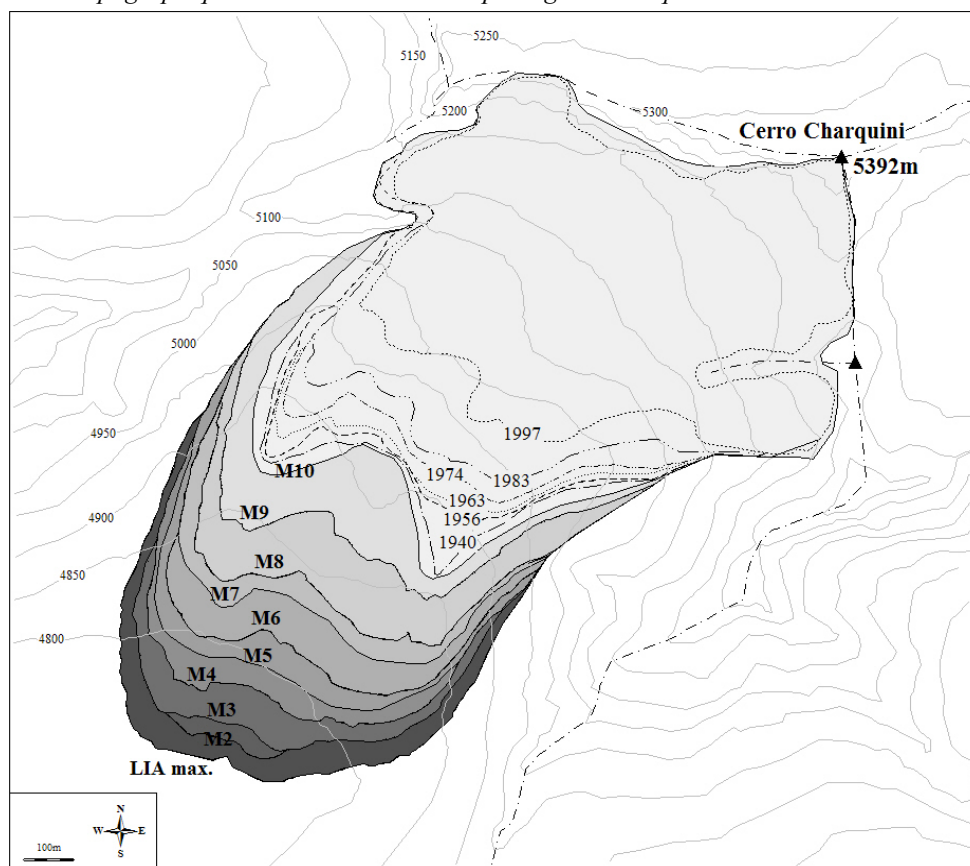
Des restes d'une tourbière remaniée ont été retrouvés dans sa moraine la plus externe (photo 2 p 185), ce qui montre que M1 est une moraine de poussée (cf. 3.1.1.). Datés au ^{14}C (cf. 3.2.2.2.) de 1090 – 1220 cal. AD (Gif-11869), leur présence démontre qu'en avançant pour ériger la moraine la plus externe du PAG, le glacier a érodé une tourbière pré-existante sur la marge proglaciaire.

Cela pourrait signifier que la position atteinte par ce glacier lors du PAG représente la phase d'avancée glaciaire la plus marquée du dernier millénaire. Une telle conclusion a été tirée sur un autre site de la Cordillère Orientale par Gouze *et al.* [1986], j'y reviendrai dans le 4^{ème} chapitre.

Sur la figure 2.5. on retrouve l'évolution de la superficie du Glacier Sud reconstruite pour le PAG, sur la base des moraines et, pour le 20^{ème} siècle, sur la base des photographies aériennes.

Une topographie terrestre a été réalisée pour l'ensemble des cordons morainiques de ce glacier. La parfaite correspondance entre cette méthode et la photogrammétrie m'a permis de valider la cartographie réalisée sur l'ensemble du massif.

Figure 2.5. : Glacier Sud du Charquini, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



2.3.1.2. Glacier Sud-Est du Charquini

Ce glacier a la particularité de partager sa zone d'accumulation avec le Glacier Nord-Est. Nous avons choisi de considérer ces deux appareils comme distincts en raison de la divergence prononcée entre les fronts. Même si les flux de glace ne sont pas connus dans la zone d'accumulation, la délimitation a été faite sur la base des courbes de niveau et des zones de crevasses indiquant les écoulements locaux.

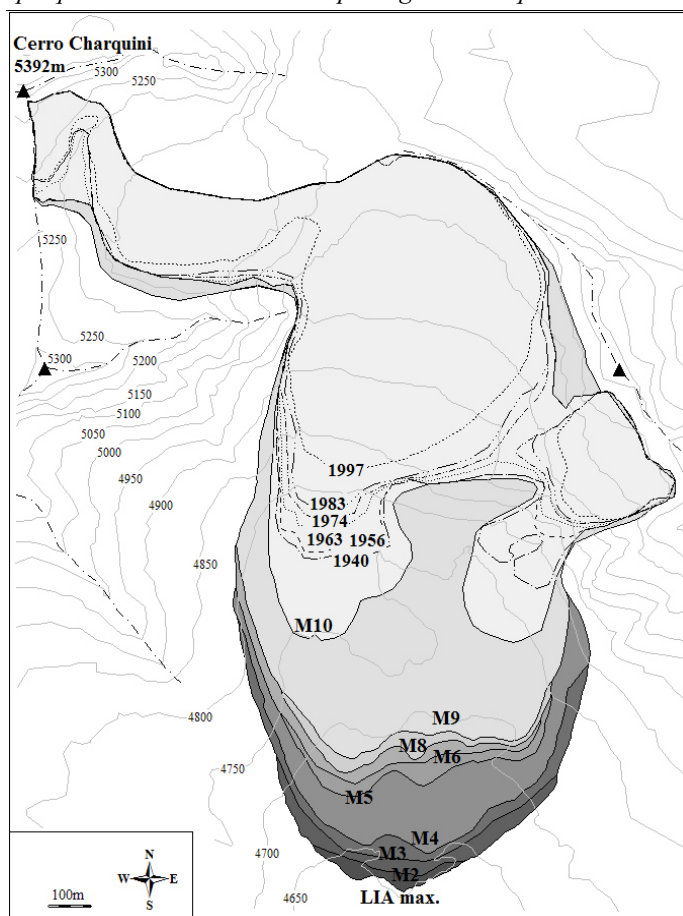
Ce glacier, d'une taille légèrement supérieure à 0,5 km² en 1997, a une orientation est-sud-est dans sa partie supérieure puis sud à sud-sud-ouest dans sa partie frontale. Cette dernière était orientée plein sud lors du PAG.

Sa géométrie au cours du PAG était proche de celle du Glacier Sud (outre la partie supérieure à 5050 mètres) avec une largeur quasi constante de 750-800 mètres.

Au cours de la décrue contemporaine, deux langues se sont d'abord individualisées (entre les stades M9 et M10), puis le glacier s'est scindé en deux parties entre 1963 et 1974.

On retrouve sur la figure 2.6. l'évolution de la superficie du Glacier Sud-Est depuis le maximum du PAG.

Figure 2.6. : Glacier Sud-Est du Charquini, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



2.3.1.3. Glacier Nord-Est du Charquini (photo 3 p. 186)

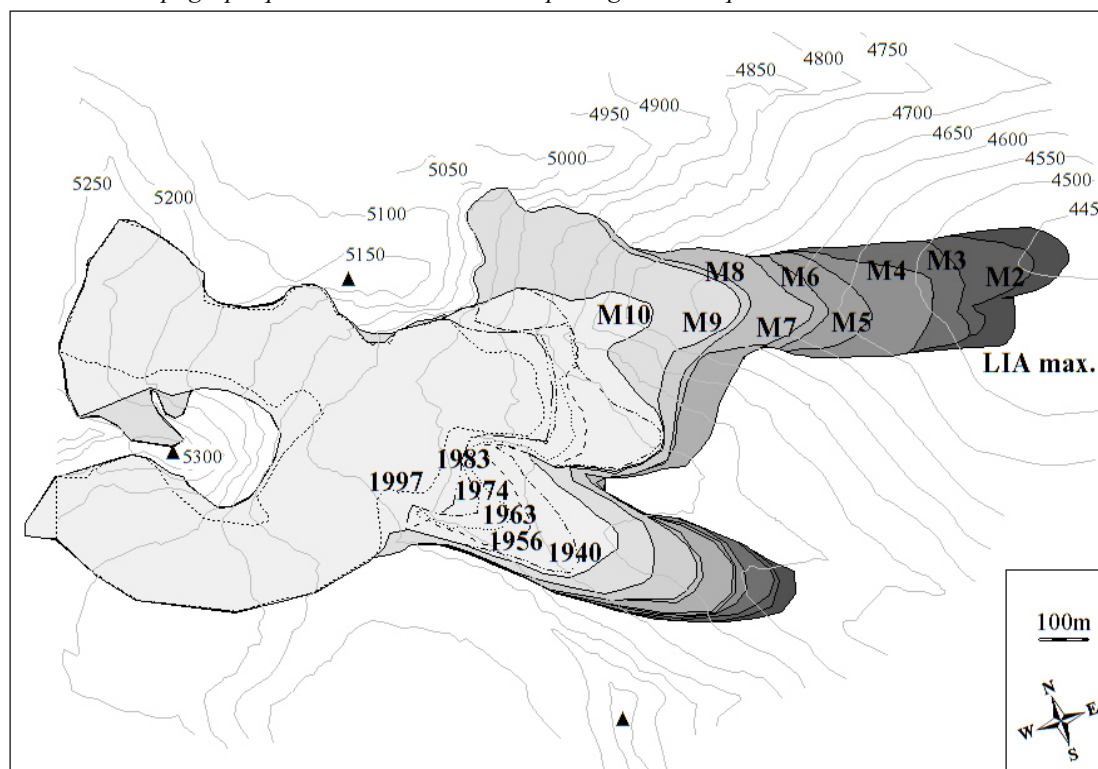
Composé de deux zones d'accumulation dont la plus méridionale est commune avec le Glacier Sud-Est, le Glacier Nord-Est avait la particularité de descendre à une altitude très basse lors de son maximum d'extension du PAG : 4430 m contre 4650-4800 pour les autres glaciers du massif. L'encaissement de la partie basse du glacier dans une gorge de 200-250 mètres de largeur sur presque 1 km de long, comme son exposition face à l'Amazonie, expliquent vraisemblablement cette particularité.

Actuellement, comme durant le PAG, ce glacier est orienté à l'est.

On retrouve sur la figure 2.7. l'évolution de la superficie du Glacier Nord-Est depuis le maximum du PAG.

Contrairement à la langue principale du glacier où les 10 cordons morainiques sont très facilement repérables, ils sont très discontinus sur la petite langue la plus méridionale et la reconstruction y est par conséquent plus incertaine. Cependant la proportion de cette zone par rapport à la surface totale du glacier étant de l'ordre de 5% (au plus de 7,5% lors de l'extension maximale du PAG), on estime que les erreurs sont négligeables.

Figure 2.7. : Glacier Nord-Est du Charquini, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



2.3.1.4. Glacier Nord du Charquini (photo 4 p. 186)

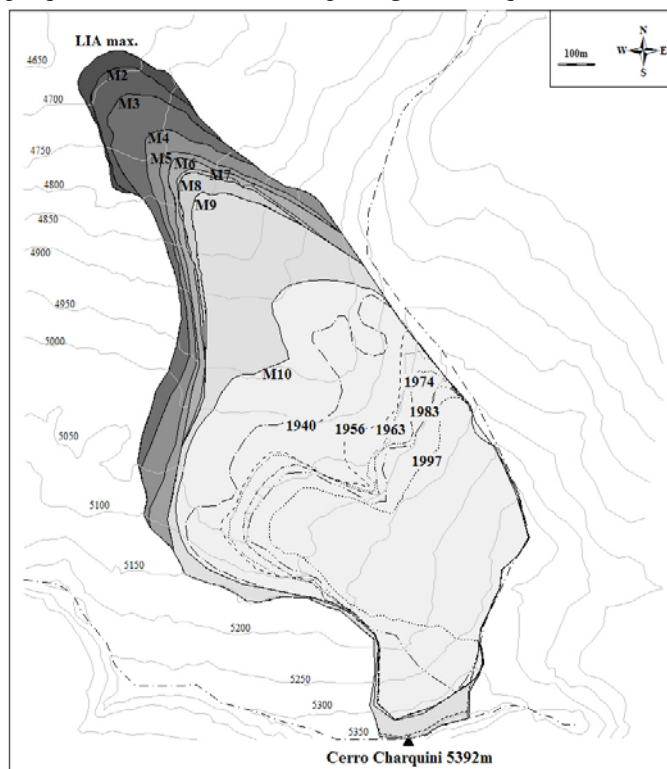
Le Glacier Nord du Charquini est facilement accessible depuis la Plataforma Zongo (barrage artificiel de la Compañía Boliviana de Energía Eléctrica : COBEE), grâce à un canal qui alimente le barrage en eau et qui longe approximativement la courbe de niveau 4800 mètres. Le Glacier Nord se trouve en effet en tête de la vallée du Zongo qui descend vers la zone amazonienne via les « Yungas » (vallées du flanc est de la Cordillère) ; c'est là qu'est installé le plus grand complexe hydroélectrique de Bolivie qui alimente notamment La Paz en énergie.

Au niveau de l'intersection du canal et de la moraine latérale gauche du glacier, une station météorologique mesurant, entre autres, température, humidité, précipitations, bilan radiatif a fonctionné pendant deux ans (2001-2003) dans le cadre du programme PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie).

Suite au retrait glaciaire, un petit lac s'est formé au niveau du front (rive gauche) dénommé « Laguna Glaciar ». Un pluviomètre totalisateur a été mis en place en aval du lac, il est relevé par un opérateur de la COBEE. En septembre 2004, plusieurs balises ont été installées sur ce glacier, afin d'évaluer son bilan de masse et de pouvoir le comparer à celui du Glacier Sud ; un des buts est de pouvoir cerner l'influence de l'exposition au bilan radiatif et aux flux humides amazoniens sur le bilan de masse.

L'orientation exacte du Glacier Nord est nord-nord-ouest, actuellement comme au PAG. Des cinq glaciers du Charquini, c'était le plus pentu au cours du PAG, avec une pente moyenne d'environ 40%. On retrouve, figure 2.8., l'évolution de la superficie du Glacier Nord depuis le maximum du PAG.

Figure 2.8. : Glacier Nord du Charquini, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



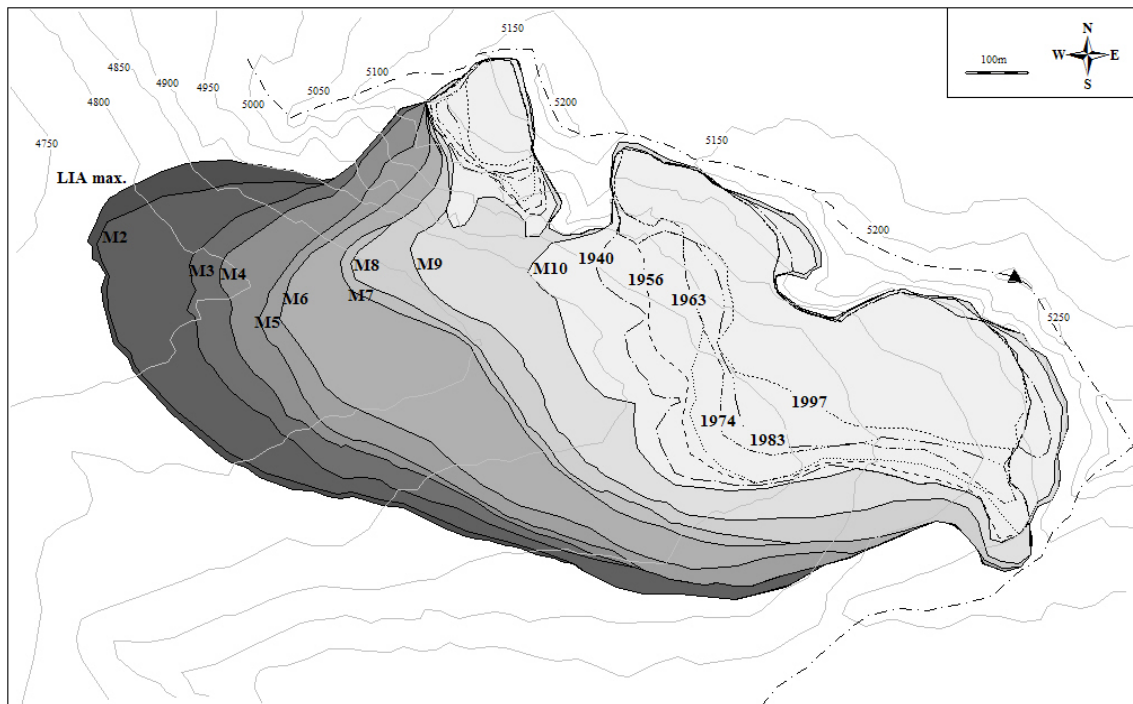
2.3.1.5. Glacier Ouest du Charquini (photos 5 et 6 p. 187)

C'est le plus petit des cinq glaciers du Charquini (~0,1 km² en 1997) dont l'altitude du sommet est la plus basse (< 5200 m.). Au cours de la décrue post-PAG (depuis M9), le glacier s'est d'abord scindé en 2 parties au début du 20^{ème} siècle, puis en 3 après 1997 (non représenté sur la figure 2.9.). N'étant quasiment plus alimenté (la ligne d'équilibre moyenne sur la période 1991-2005 se trouve à plus de 5200 m [Soruco *et al.*, 2005]), le fait que le glacier persiste actuellement est sans doute dû à la protection des parois qui le surplombent.

Les parties hautes sont orientées au sud-ouest, l'évacuateur au cours du PAG était incurvé plein ouest.

On retrouve sur la figure 2.9. l'évolution de la superficie du Glacier Ouest depuis le maximum du PAG.

Figure 2.9. : Glacier Ouest du Charquini, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.

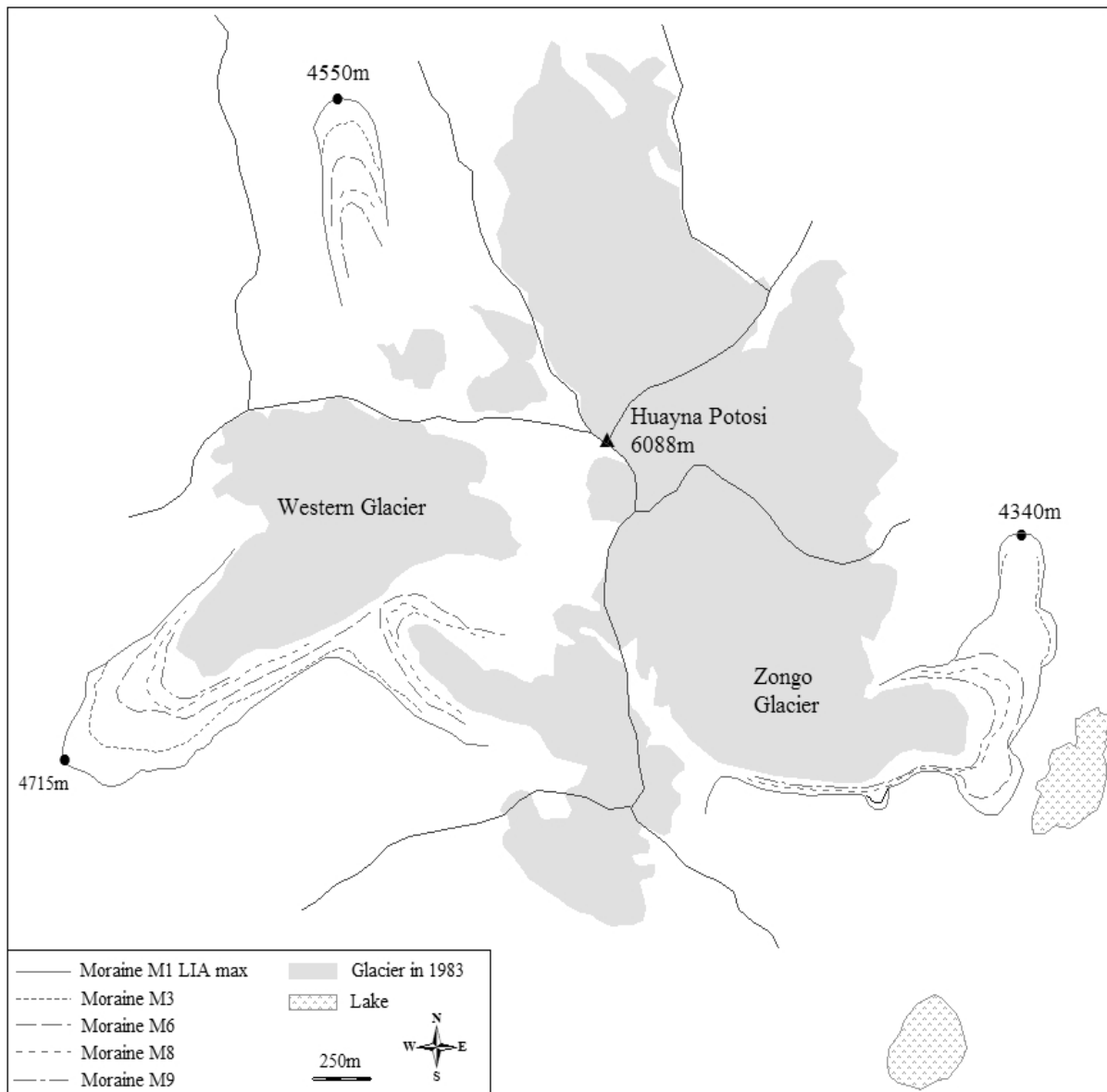


2.3.2. Massif du Huayna Potosi

Le Massif du Huayna Potosi (6088 m) se situe à 25 kilomètres à vol d'oiseau au nord de La Paz, à cheval sur les versants Altiplano et Amazonie de la Cordillère.

Dans ce massif, j'ai retenu deux glaciers : le Glacier du Zongo et le Glacier Ouest du Huayna Potosi (figure 2.10. et annexe 2), qui font partie des « grands » glaciers de la Cordillère Royale puisque leur superficie est supérieure à 2 km² à la fin du 20^{ème} siècle.

Figure 2.10. : Massif du Huayna Potosi.



2.3.2.1. Glacier du Zongo (photos 7 et 8 p. 188)

Le Glacier du Zongo fait partie des glaciers suivis par l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD depuis 1991. Depuis 2002, ce glacier appartient au réseau des glaciers suivis dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) intitulé « Glacioclim » [Wagnon et Vincent, 2003].

Le bilan de masse annuel est déterminé par la méthode glaciologique au moyen de balises d'ablation et de carottages dans la zone d'accumulation. Pour la zone d'ablation, le réseau de balises, mesuré chaque mois, permet de calculer son bilan de masse mensuel.

Un réseau de cinq pluviomètres totalisateurs, répartis sur les moraines de part et d'autre de la zone d'ablation, et la station limnigraphique, installée sur le torrent émissaire une centaine de mètres en aval du front du glacier, permettent de déterminer d'une autre manière le bilan de masse du glacier par la méthode hydrologique.

La topographie de la zone d'ablation est réalisée chaque année depuis 1991, d'abord au théodolite-distanciomètre, puis au GPS différentiel depuis 2002.

Depuis 2004, la mesure de plusieurs profils transversaux de la zone d'ablation a été entreprise afin de préciser les variations de volume et les mesures de vitesse le long de ces profils.

Le bilan d'énergie à la surface du glacier a été mesuré en continu au moyen d'une à plusieurs stations météorologiques d'altitude depuis 1993.

En 2003, dans le cadre du programme ORE, en plus des stations sur le glacier, une station a été mise en place sur la moraine latérale droite du glacier. On y mesure : la température, l'humidité (à différentes hauteurs), le rayonnement net grande et courte longueur d'onde, les vitesse et direction du vent et les précipitations instantanées et cumulées.

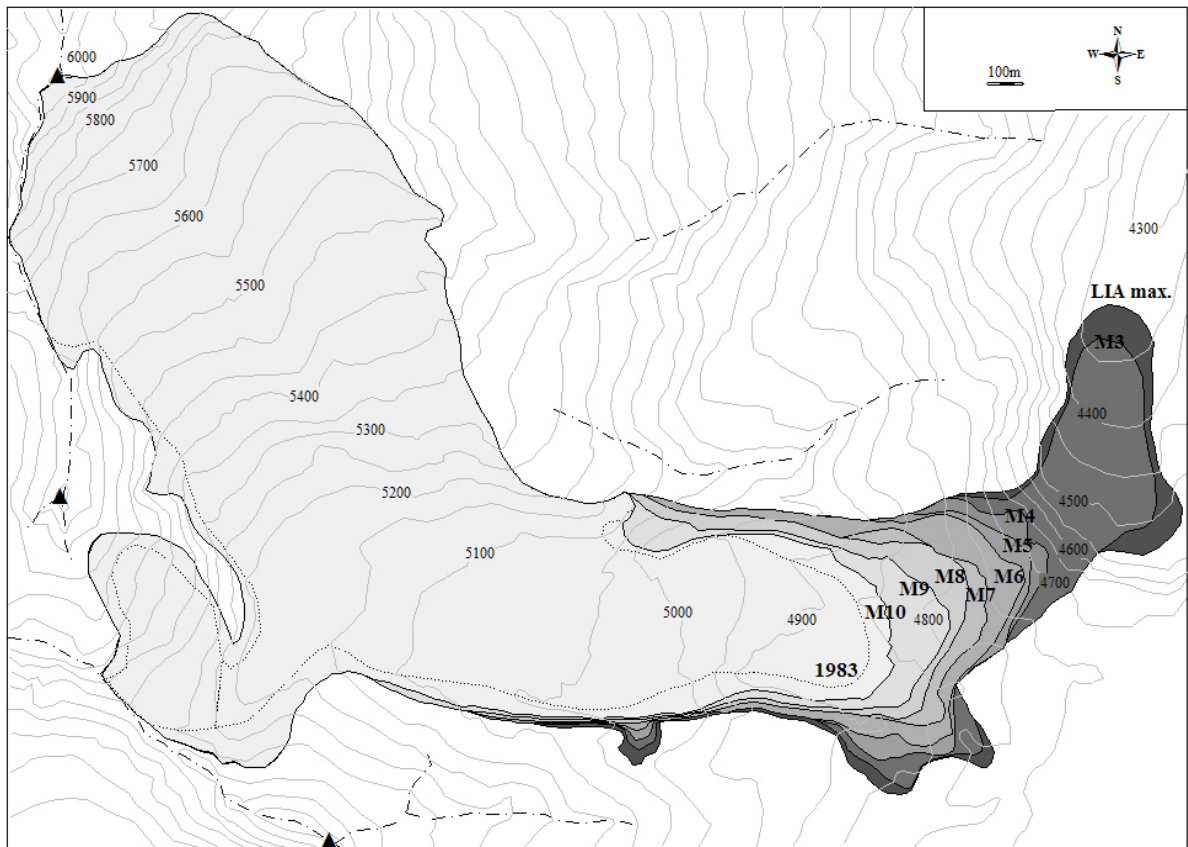
Plusieurs campagnes ponctuelles, pour mesurer notamment la sublimation et les processus post-dépôt, ont aussi été menées au cours de 13 années de suivi.

Pour l'ensemble des données, nous renvoyons aux rapports réalisés chaque année, les plus récents étant réalisés par Rabatel *et al.*, 2002, 2003, Rabatel et Mendoza, 2004 ; Soruco *et al.*, 2005.

Le glacier était long de 3 km en 1983 ; sa zone d'accumulation est orientée au sud-est, tandis que sa zone d'ablation fait face à l'est. Lors de sa phase d'extension maximale du PAG, la longueur du glacier était supérieure à 4 km et sa partie terminale, franchissant un ressaut rocheux (au pied de l'actuel barrage de la Plataforma Zongo), s'incurvait au nord en pénétrant dans la vallée du Zongo, atteignant alors une altitude inférieure à 4350 m.

La figure 2.11. retrace l'évolution de la superficie du Glacier du Zongo depuis le maximum du PAG jusqu'en 1983.

Figure 2.11. : Glacier du Zongo, Huayna Potosi, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



2.3.2.2. Glacier Ouest du Huayna Potosi (photos 9 et 10 p. 189)

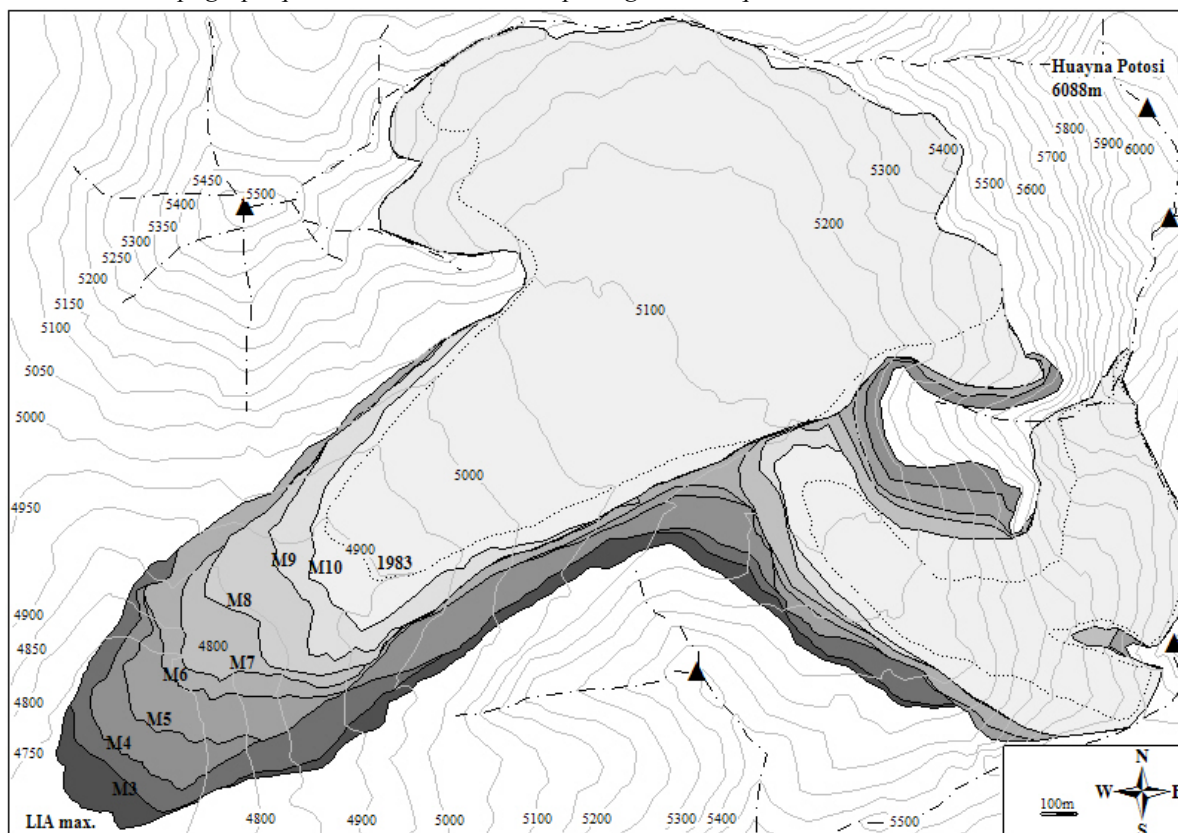
Le Glacier Ouest du Huayna Potosi était, lors du maximum d'extension du PAG, le plus grand des glaciers considérés dans cette étude avec une superficie de 3,8 km². Durant la décrue contemporaine, une branche de la rive gauche s'est individualisée.

Concernant ce confluent, la reconstruction de sa rive droite est entachée d'incertitudes, comme pour le Glacier Nord-Est du Charquini, dans la mesure où on ne repère pas aussi facilement que dans la partie frontale les traces des dépôts glaciaires. Même si la limite la plus externe est facilement repérable par une différence de couleur sur la roche en place, pour les stades intermédiaires la délimitation est parfois difficile. Cependant, compte-tenu de la proportion de cette zone par rapport à la surface totale, ces incertitudes sont négligeables.

L'orientation générale du glacier est sud-ouest.

La figure 2.12. retrace l'évolution de la superficie du Glacier Ouest du Huayna Potosi depuis le maximum du PAG jusqu'en 1983.

Figure 2.12. : Glacier Ouest du Huayna Potosi, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.

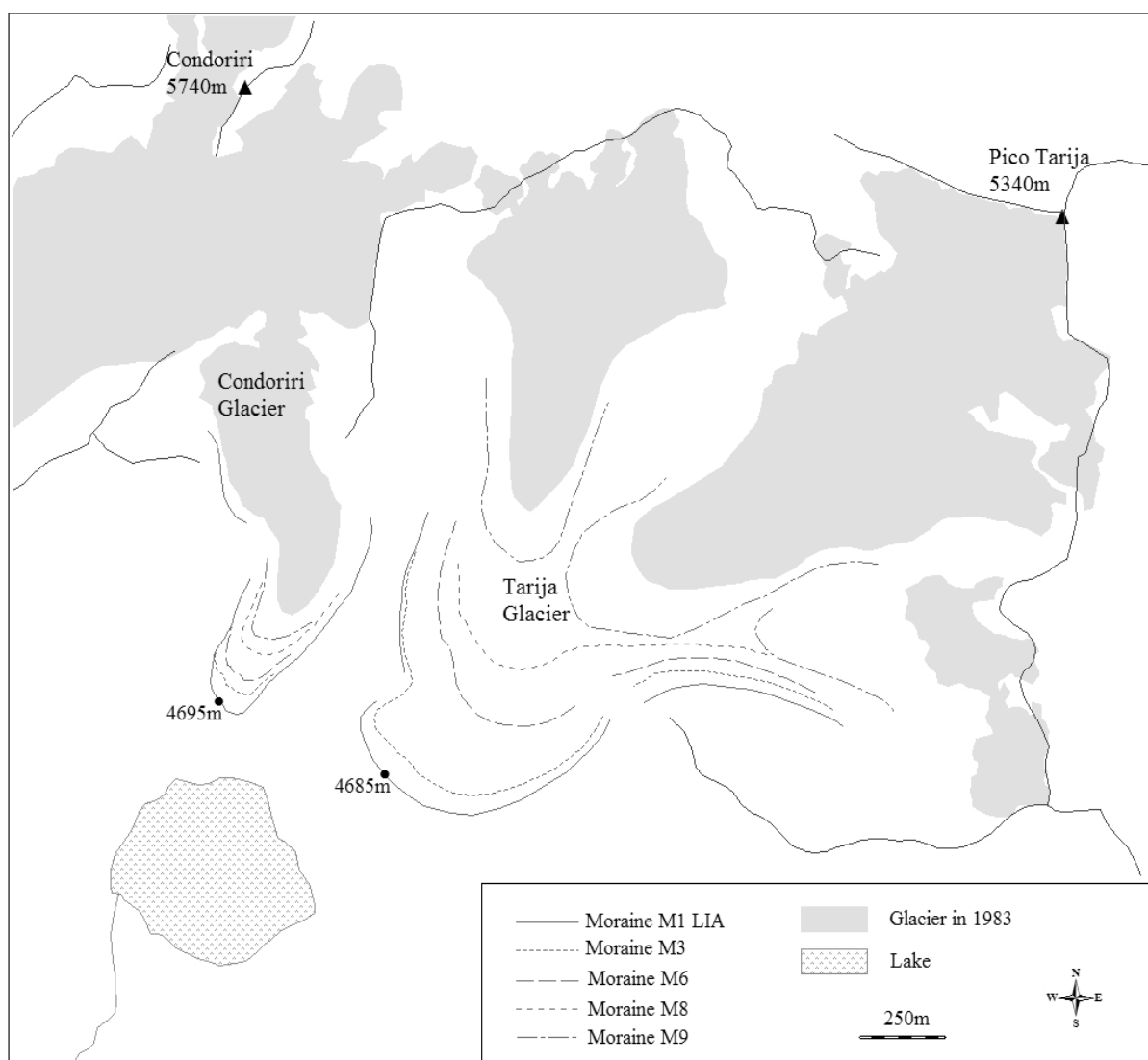


2.3.3. Massif du Condoriri

Le Massif du Condoriri – Pico Tarija (figure 2.13. et annexe 3) se situe au nord-ouest du groupe Huayna Potosi – Charquini. Ses sommets se localisent à l'ouest du contact batholite/roches sédimentaires. Sur ces deux glaciers, aucune mesure lichenométrique n'a pu être réalisée, le substratum n'étant pas favorable au développement des lichens de l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.*

On retrouve néanmoins chacune des dix principales moraines considérées pour l'ensemble des glaciers et qui ont permis de reconstituer l'évolution des surfaces, de l'altitude des lignes d'équilibre, des volumes et des bilans de masse.

Figure 2.13. : Massif du Condoriri – Pico Tarija.



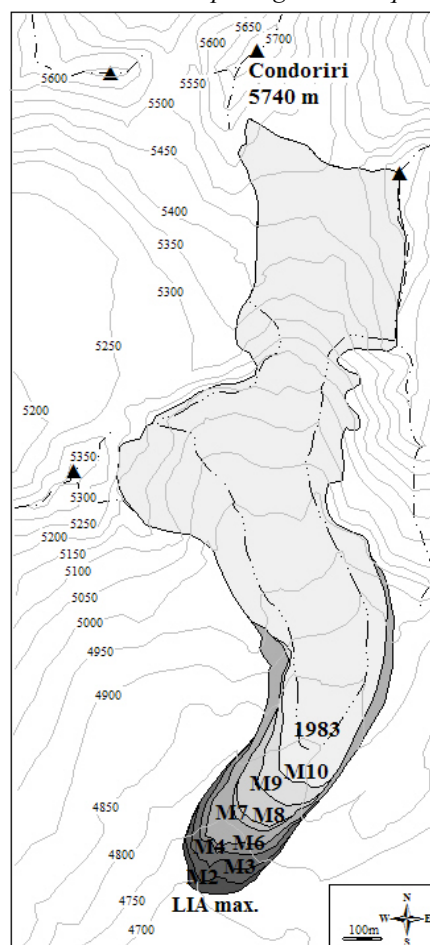
2.3.3.1. Glacier du Condoriri (photos 11 et 12 p. 190)

Le Glacier du Condoriri est actuellement orienté au sud. Lors du PAG, sa langue terminale s'incurvait au sud-ouest. Ce petit glacier est composé de deux parties distinctes : un plateau supérieur (zone d'accumulation) et un évacuateur (zone d'ablation), reliées par une chute de séracs de près de 200 mètres de haut. Le plateau supérieur fait partie d'un vaste plateau glaciaire (au pied de la « Cabeza del Condor » = « Tête du Condor » que forme le sommet principal) dont la majeure partie s'écoule vers l'ouest. La délimitation de la portion de ce plateau alimentant la partie basse a été réalisée sur la base des courbes de niveau et de l'orientation des crevasses indiquant les flux principaux. Certaines zones étant très chaotiques, cette délimitation comporte localement des incertitudes.

En amont de la dernière moraine considérée dans le cadre de ce travail (la moraine M10), on trouve un ensemble d'une trentaine de cordons morainiques, sans doute « annuels ». Une étude géomorphologique ainsi qu'un levé topographique au GPS différentiel ont été réalisés dont les résultats ne seront pas présentés ici car n'étant pas complètement analysés et sortant du cadre de ce travail.

La figure 2.14. retrace l'évolution de la superficie du Glacier du Condoriri depuis le maximum du PAG jusqu'en 1983.

Figure 2.14. : Glacier du Condoriri, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



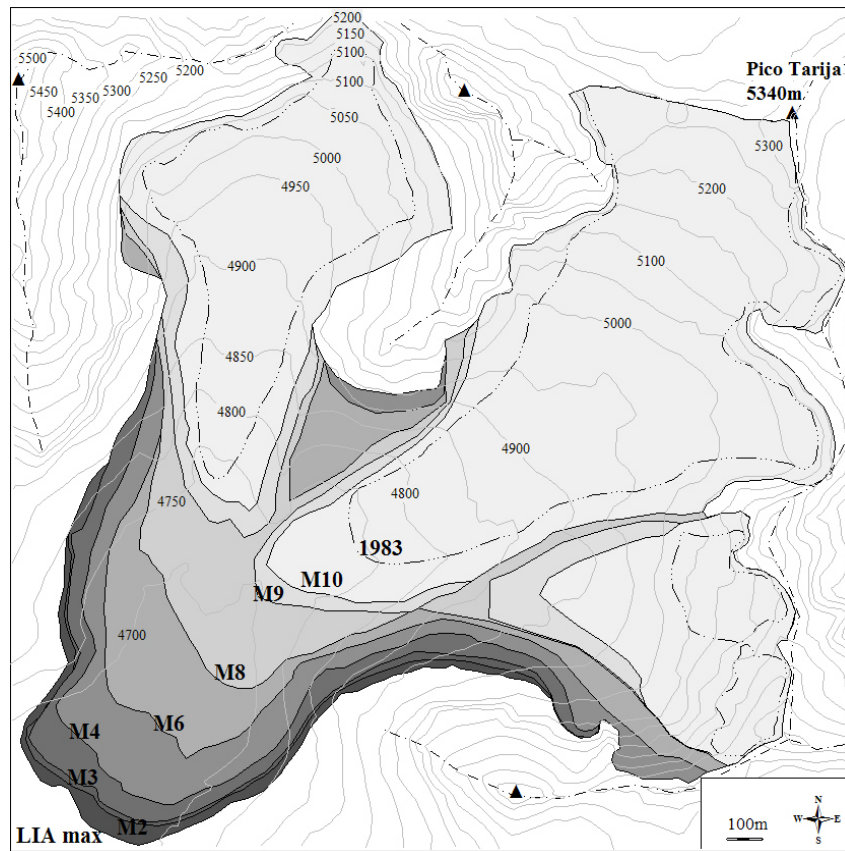
2.3.3.2. Glacier Tarija (photo 13 p. 191)

Etant l'un des plus grands glaciers au cours de la période d'extension du maximum du PAG parmi ceux étudiés ici, le Glacier Tajira est aujourd'hui divisé en 3 appareils dont le plus méridional a quasiment disparu en 2005. Les deux autres sont en retrait rapide ; leur altitude maximale ne dépassant pas 5300 mètres, leur zone d'accumulation est très réduite.

L'orientation globale du glacier au PAG était sud-ouest en zone d'ablation, avec différentes zones d'accumulation orientées sud à ouest.

La figure 2.15. retrace l'évolution de la superficie du Glacier Tarija depuis le maximum du PAG jusqu'en 1983.

Figure 2.15. : Glacier Tarija, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG.
Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1983.



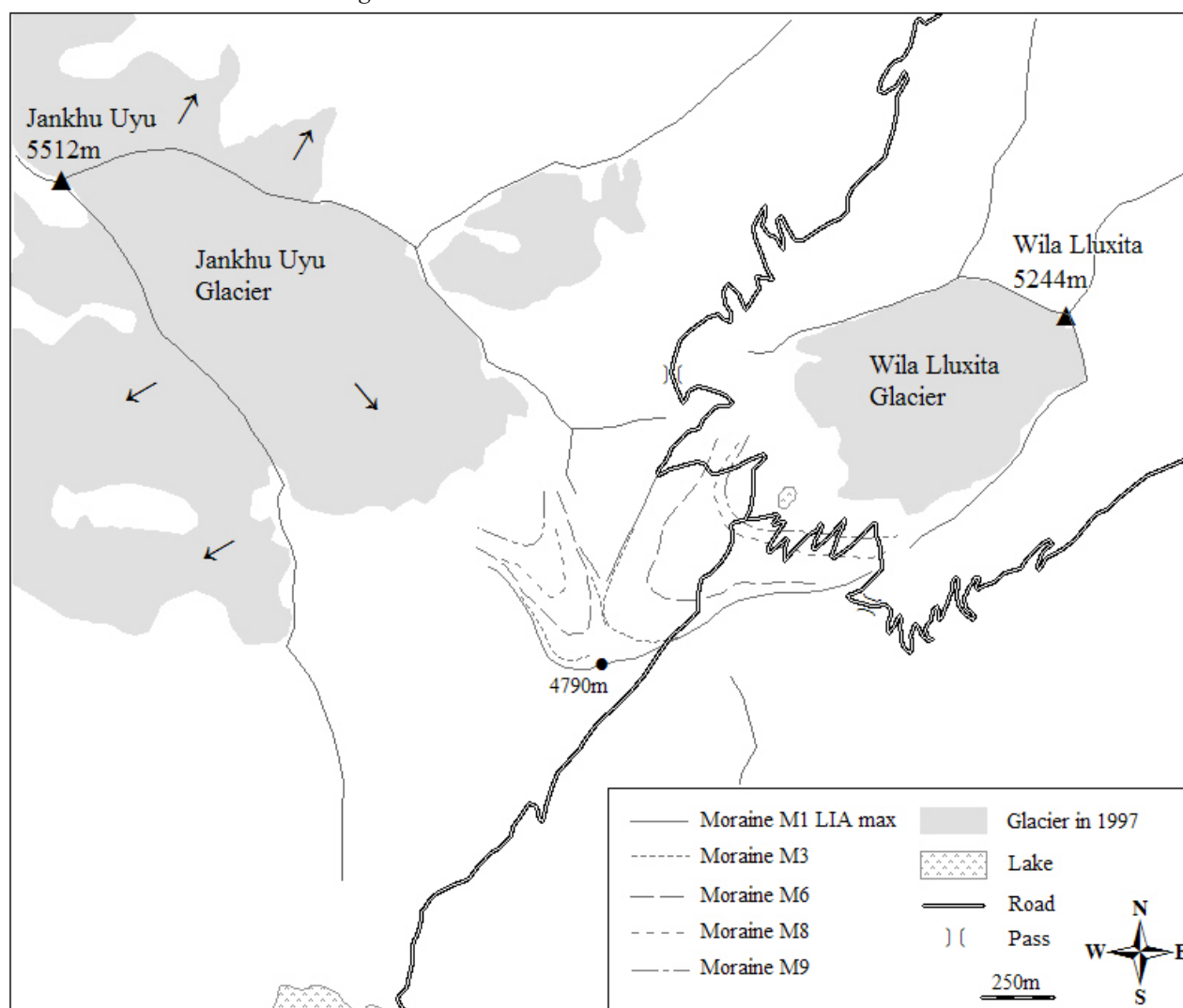
2.3.4. Haute vallée d'Ichu Kota

Dans la haute vallée d'Ichu Kota (figure 2.16. et annexe 4), on repasse de l'autre côté du contact tectonique entre le batholite et les roches sédimentaires. Les mesures lichenométriques sont donc possibles sur les moraines des deux glaciers considérés, le Glacier Jankhu Uyu (photo 15 p. 192) et le Glacier Wila Lluxita (photo 14 p. 191), quand leur granulométrie le permettait. En effet, plusieurs moraines du Glacier Wila Lluxita sont majoritairement composées d'éléments fins, sans blocs.

Les deux glaciers se rejoignent lors de la phase d'extension maximale du PAG (moraines M1 et M2). Ils se sont individualisés à partir de M3.

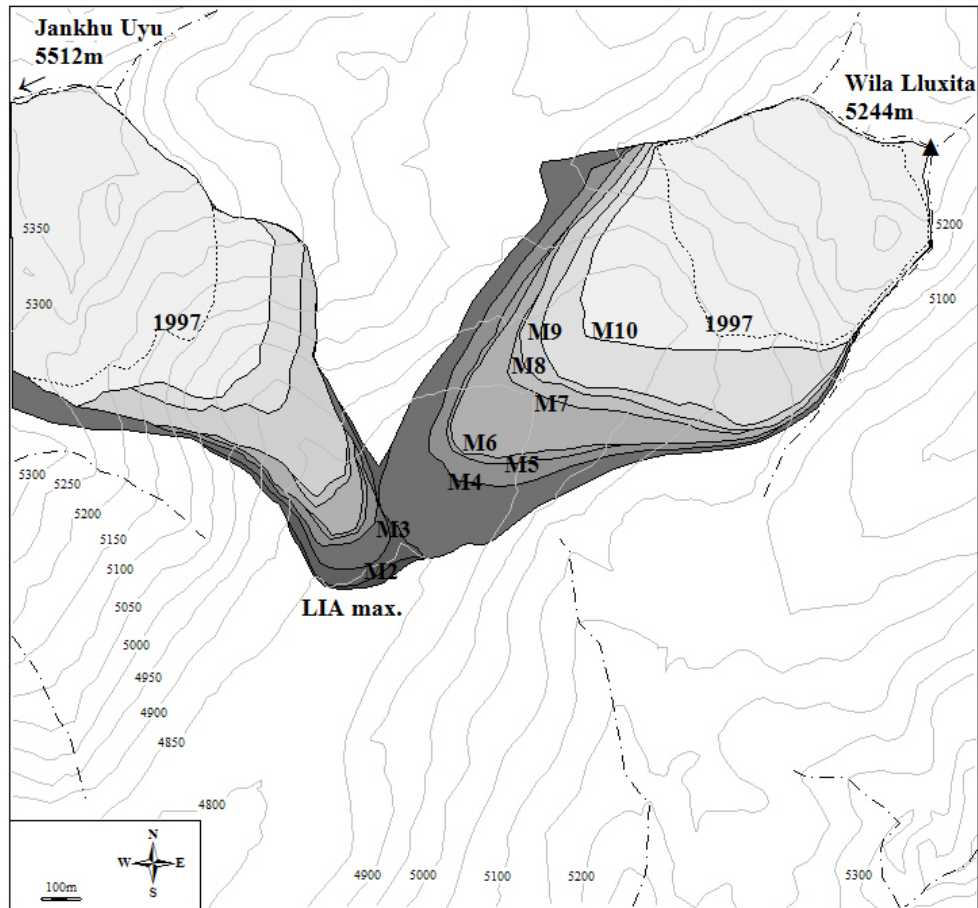
La moraine la plus externe recouvre une tourbière et contient des restes d'une tourbière remaniée par l'avancée du glacier (photo 16 p. 192), qui ont été datés au ^{14}C de 1280–1610 cal. AD (pour le sommet de la tourbière) et 1620–1830 cal. AD respectivement [Gouze *et al.*, 1986].

Figure 2.16. : Haute Vallée d'Ichu Kota.



La figure 2.17. retrace l'évolution de la superficie des deux glaciers depuis le maximum du PAG jusqu'en 1997.

Figure 2.17. : Glaciers Jankhu Uyu et Wila Lluxita, évolution de la superficie depuis le maximum du PAG. Fond topographique basé sur la restitution photogrammétrique des clichés IGM de 1997.



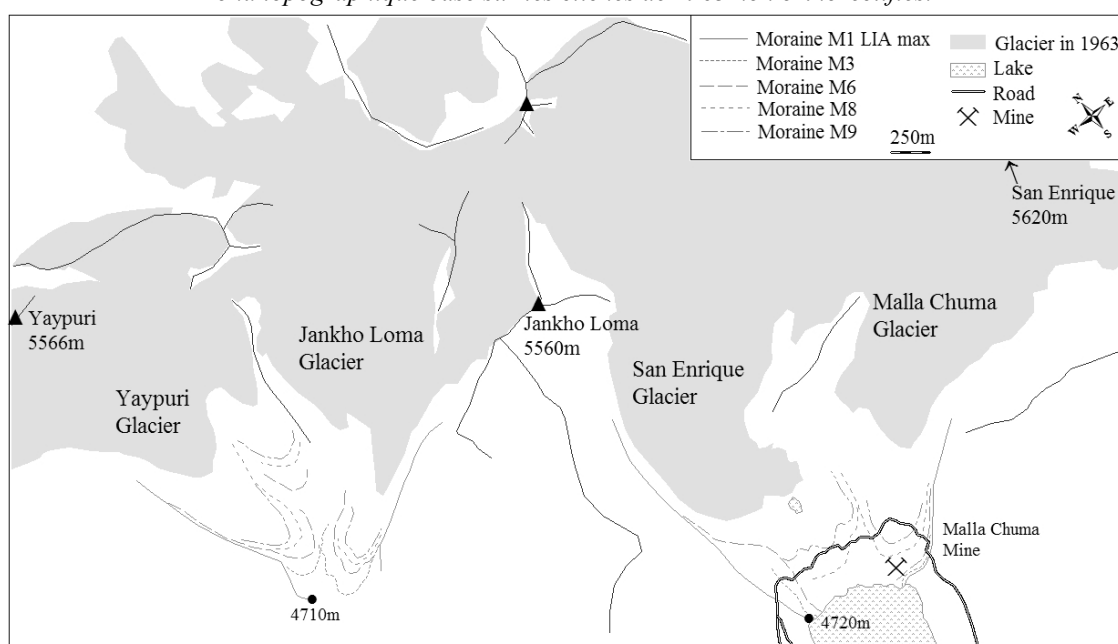
2.3.5. Cordillère de Quimsa Cruz

La Cordillère de Quimsa Cruz est la partie étudiée la plus méridionale de la Cordillère Orientale de Bolivie (figure 2.3.). Elle est séparée de la Cordillère Royale par le cours du Rio La Paz au sud de l'Illimani. Plusieurs pistes permettent d'accéder aux glaciers étudiés, soit en longeant le Rio La Paz, soit en passant par l'Altiplano. Comme mentionné au chapitre 1 (cf. 1.1.1.3.), l'histoire de la glaciation dans cette cordillère a été étudiée dans les années 1980 par Regula Müller [1985], essentiellement à partir de datations au carbone 14, les mesures lichenométriques réalisées ne permettant pas de datations faute d'avoir pu calibrer la relation diamètre des lichens – âge du dépôt. Ces résultats seront cependant cités à titre de comparaison dans le chapitre 4.

Les quatre glaciers du versant méridional des sommets Yaypuri (5566 m) et San Enrique (5620 m) ont été sélectionnés en raison de leurs complexes morainiques particulièrement bien conservés et de leur facilité d'accès, grâce à une piste desservant des mines désaffectées comme celle de Malla Chuma dont les bâtiments en ruine se trouvent à l'intérieur même du complexe morainique (figure 2.18.). Sur ces quatre glaciers, l'ensemble des moraines a pu être daté par lichenométrie, les lichens de l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.* étant très présents sur les blocs de granodiorite qui composent majoritairement les moraines. Les glaciers Malla Chuma et San Enrique se rejoignaient entre les stades M1 et M6, donnant donc lieu à des moraines communes et à des dates identiques (photos 17 et 18 p. 193).

Les seules photographies aériennes disponibles datent de 1963, mais les paramètres de vol étant inconnus, il n'a pas été possible de réaliser de restitution photogrammétrique, ni de cartographie précise de la zone de manière à reconstruire l'évolution des glaciers au cours du PAG. En conséquence, on ne dispose que de la datation des stades morainiques pour ces glaciers.

Figure 2.18. : Massif du Pico Yaypuri – San Enrique.
Fond topographique basé sur les clichés de 1963 non orthorectifiés.



2.4. Conclusion

Les conditions climatiques de la zone intertropicale se caractérisent par une forte saisonnalité des précipitations et une variation très faible de la température au cours de l'année. La variabilité inter-annuelle du climat est liée à l'ENSO, fluctuation climatique propre au Pacifique intertropical mais dont les effets sont planétaires. Ses phases chaudes caractérisées, en Bolivie, par une baisse des précipitations et une hausse des températures se traduisent par une perte de masse très importante sur les glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie.

80% des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie, la plus englacée des deux cordillères encadrant l'Altiplano, sont de petite taille ($< 0,5 \text{ km}^2$). Les glaciers considérés dans le cadre de ce travail, tous localisés en Cordillère Orientale, sont représentatifs de cet état d'englacement.

En raison des conditions climatiques spécifiques à la zone intertropicale, l'altitude du front des glaciers, aussi bien lors de la phase d'extension maximale du PAG que pour la période actuelle, est similaire, quelles que soient la taille des appareils et leur exposition. On peut s'attendre par conséquent à une réponse homogène de tous ces glaciers aux fluctuations climatiques depuis le PAG, aussi bien d'un point de vue temporel qu'en terme d'amplitude.

Chapitre 3

Présentation des méthodes de travail

Ce troisième chapitre est consacré à la présentation des méthodes utilisées dans le cadre de cette thèse. Cette étude du PAG étant basée sur les moraines comme indicateurs des fluctuations glaciaires, nous examinerons dans un premier temps ce que peuvent nous apprendre ces marqueurs géomorphologiques. Ensuite, la méthode utilisée pour dater les moraines, la lichenométrie, sera présentée en détails, étant entendu que ce n'est qu'une des méthodes de datation possibles, mais assurément la mieux adaptée à la période du PAG dans les Andes de Bolivie. Puis on verra comment, sur la base de ces moraines, reconstituer l'évolution de certains paramètres glaciaires, tels que leur surface, l'altitude de leur ligne d'équilibre, leur volume et leur bilan de masse. Enfin, je présenterai les méthodes utilisées pour passer de ces reconstructions glaciaires à une interprétation paléoclimatique.

3.1. Que nous apprennent les moraines ?

3.1.1. Mise en place, signification.

Les moraines sont des dépôts hétérométriques non granulo-classés établis par les glaciers lors de phases d'avancée ou de stagnation de leur front. Le matériel plus ou moins grossier, de taille inframillimétrique à plurimétrique, résulte de l'abrasion du lit rocheux (de laquelle sont issus les matériaux fins : farine glaciaire), du délogement de blocs sur ce même lit rocheux et du transport par le glacier, en surface, de matériaux tombés des parois sous l'action de processus périglaciaires.

Lorsque le glacier avance, sa zone d'ablation est bombée, son front fortement incliné, permettant aux matériaux de surface de tomber par gravité, contribuant ainsi en partie à la mise en place des moraines. En outre, la pression exercée par la glace lors de l'avancée du glacier sur sa marge proglaciaire latéralo-frontale participe à la formation des cordons [Winkler et Nesje,

1999]. Les moraines annuelles, composées quasi uniquement de matériaux fins issus de l'abrasion du glacier que l'on rencontre au niveau du front de certains glaciers comme le Charquini Sud et le Condoriri, attestent de ce phénomène.

Cependant, l'apport principal de matériaux est essentiellement le résultat d'une « rupture de charge » au niveau du front du glacier due à la fonte de la glace à cet endroit. Lorsque le front du glacier stagne à une position donnée, le matériel transporté vient s'accumuler sur les bords de la zone d'ablation.

Il est important de retenir que les moraines témoignent d'une position du glacier à un moment donné, résultant d'une phase d'avancée ou d'une stagnation plus ou moins longue du front ; dans la plupart des cas, cette position correspond à un état d'équilibre du glacier par rapport aux conditions climatiques du moment.

Lorsque l'on souhaite reconstituer une chronologie des fluctuations glaciaires sur la seule base des moraines, comme c'est le cas dans cette étude, il faut garder à l'esprit que certains stades morainiques peuvent manquer, ayant été remaniés par une avancée ultérieure ; ainsi certaines étapes de la chronologie peuvent être absentes. Autrement dit, les moraines ne sont complètes et ne reflètent une chronologie sans lacunes qu'au cours d'un processus récessif continu. En outre, les moraines ne permettent pas de quantifier l'ampleur d'une phase d'avancée, ni celle du retrait du glacier entre deux stades morainiques.

Il faut aussi souligner que, dans les Andes boliviennes, les moraines sont très bien conservées en raison de conditions climatiques favorables et de l'absence de végétation. En effet, le gel des sols reste superficiel tout au long de l'année (quelques centimètres) ce qui évite leur remaniement par les processus périglaciaires (comme la solifluxion). Le couvert neigeux est quasiment inexistant en dehors des zones englacées, ce qui limite le ruissellement et l'érosion qui lui est associée [Francou, 1988]. Enfin, les écoulements sur la marge proglaciaire consécutifs à l'ablation du glacier sont réduits : une partie de l'ablation se fait par sublimation (le passage de l'état solide à l'état gazeux qui représente près de 60% de l'ablation totale entre mai et septembre, et jusqu'à 15% pour l'ensemble de l'année [Wagnon, 1999]) ; par ailleurs, durant la saison des pluies, lorsque l'ablation est la plus importante, la variabilité de la fusion est faible, favorisant une certaine « constance » des écoulements, sans période d'embâcle, comme on peut en voir sous les latitudes moyennes. A cet égard, on n'observe jamais sur les glaciers de Bolivie de portail glaciaire, d'où sort un torrent émissaire canalisant les eaux de fusion, mais plutôt un ensemble de petits chenaux de capacité érosive limitée.

3.1.2. Morphostratigraphie.

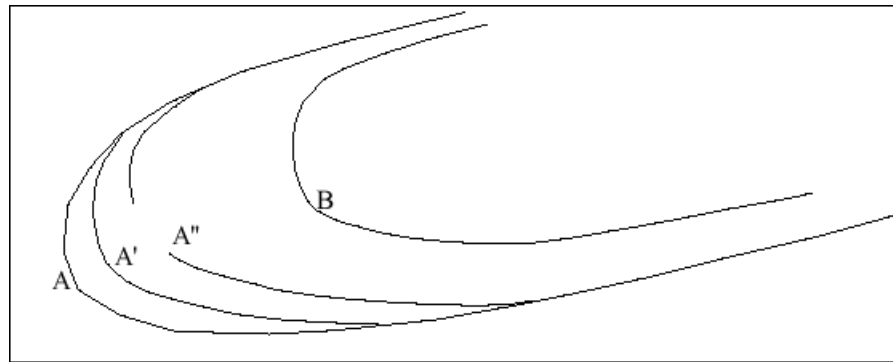
Le but de cette méthode est d'établir une classification temporelle entre des éléments géomorphologiques de même nature : des moraines par exemple, ou de nature différente :

superposition d'une coulée de gélifluction⁶ sur une moraine. On se base, d'une part, sur la répartition spatiale des éléments géomorphologiques, leur forme et, d'autre part, sur différents critères comme leur superposition, recoupement ou encore remaniement.

Ainsi, un élément géomorphologique se superposant, recoupant ou remaniant un second lui sera nécessairement plus récent (principe de datation relative).

Dans le cas des moraines, en se basant sur le principe que, lorsqu'un glacier avance, il va « effacer » les dépôts sur lesquels il progresse, on peut dire que, si un cordon B se situe à l'amont d'un cordon A, B est plus récent que A et a été mis en place soit lors d'une phase de régression du glacier, soit à l'occasion d'une avancée postérieure à A qui a été de moindre ampleur. En outre, la présence de B atteste qu'aucune avancée depuis son dépôt n'a pu être plus importante. Le fait que des cordons morainiques en position frontale soient ou non rattachés à une même moraine latérale ou à des moraines latérales différentes constitue aussi un critère pour établir la correspondance entre les moraines de différents glaciers (cf. figure 3.1.).

Figure 3.1. : Disposition des moraines sur une marge proglaciaire.



Ainsi, j'ai pu établir une correspondance d'un glacier à l'autre entre les dix moraines principales de chaque marge proglaciaire en me basant sur quatre critères :

- 1) La forme des moraines ;
- 2) La continuité du cordon sur la marge proglaciaire ;
- 3) Le remaniement de cordons précédents ;
- 4) La disposition des cordons sur l'ensemble de la marge proglaciaire, c'est-à-dire leur agencement dans l'espace les uns par rapport aux autres et le fait que des moraines frontales se rattachent ou non aux mêmes moraines latérales.

Cette démarche a permis d'établir une séquence type des principales moraines observées sur les marges proglaciaires de la Cordillère Orientale de Bolivie, numérotées M1 (la plus ancienne) à M10 (la plus récente), ainsi que des correspondances morphostratigraphiques, dont le détail est présenté dans le chapitre 4 (cf. 4.1.)

⁶ Processus périglaciaire décrivant un fluage du sol lié à l'alternance gel/dégel

3.2. Méthodes de datation

Le premier chapitre, consacré à la connaissance générale des fluctuations glaciaires au cours du PAG dans les différents massifs montagneux du globe où il a été étudié, a montré que quatre méthodes sont principalement utilisées pour dater des moraines : le carbone 14, les documents historiques, la dendrochronologie et la lichenométrie. Ces différentes méthodes, qui sont à la base des reconstructions des glaciers dans le monde au cours de l'Holocène, et du PAG en particulier [Röthlisberger, 1986 ; Grove, 1988], exceptée la lichenométrie ne seront pas décrites ici en détail. Je me contenterai d'expliquer pourquoi je ne les ai pas utilisées.

En fonction de la période que l'on souhaite étudier et de l'endroit où l'on se trouve, l'une ou l'autre de ces méthodes va pouvoir fournir les résultats les plus précis.

- Concernant le PAG, les datations au carbone 14 ne sont pas adéquates pour établir une chronologie précise. En effet, en raison des fortes variations de la proportion de carbone 14 dans l'atmosphère au cours des derniers siècles, le calibrage des dates ^{14}C pour des âges inférieurs à 300 ans donne une datation pouvant être aussi bien actuelle que du 18^{ème} siècle [par exemple : Reimer, P.J. *et al.*, 2004].
- Les documents historiques permettent sans doute d'obtenir les données les plus fiables. Cependant, pour des régions reculées, telles que les zones englacées de la Cordillère des Andes, les archives pluriséculaires sont très rares.
- La dendrochronologie offre une précision annuelle et constitue un excellent moyen de dater les moraines. Cette méthode est très couramment utilisée sous les moyennes latitudes où les avancées glaciaires du PAG ont atteint des zones arborées. Or en Cordillère Orientale de Bolivie l'altitude minimale atteinte par les glaciers au PAG est d'environ 4300 mètres (cf. chapitre 2), altitude où aucune végétation arbustive n'est présente sur les marges proglaciaires des glaciers étudiés ici. Sur le versant amazonien, certains glaciers ont atteint des zones arborées, mais les études préliminaires en dendrochronologie ont montré que les arbres de l'espèce sélectionnée n'y font pas de cernes annuels [Argollo, communication personnelle]. Cette méthode n'est donc pas utilisable en Cordillère Orientale de Bolivie.
- La lichenométrie est une méthode qui a été peu utilisée dans les Alpes pour dater le PAG ; cela s'explique en grande partie par l'abondance des documents historiques et par la possibilité de faire de la dendrochronologie (cf. chapitre 1), ce qui permet des datations plus précises. Ainsi, la lichenométrie reste assez peu connue en France. En l'absence d'autres moyens pour dater les moraines PAG, cette méthode permet d'obtenir des datations avec une précision proche de la décennie lorsque les points de calage sont d'âge connu.

Dans les Andes boliviennes, l'espèce la plus utilisée en lichenométrie, le *Rhizocarpon geographicum s.l.*, est très présente sur les blocs constituant les moraines. En outre, les conditions climatiques des montagnes tropicales, avec une absence de couvert neigeux durable et une faible influence de l'exposition, laissent supposer une croissance homogène des lichens sur les différents versants.

La lichenométrie paraît donc être bien adaptée à la datation des dépôts glaciaires dans les Andes intertropicales. Il convient de présenter plus en détail cette méthode qui a permis l'établissement de la chronologie des fluctuations glaciaires pour cette étude.

3.2.1. La lichenométrie

3.2.1.1. Principes

Depuis les premiers travaux réalisés dans les années 1950 [Beschel, 1961], la lichenométrie s'est imposée comme l'une des principales méthodes de datation des formes de dépôt glaciaire et périglaciaire dans les milieux arctiques et alpins où les contraintes climatiques liées à la latitude ou l'altitude rendent difficile l'utilisation d'autres méthodes [Matthews et Shakesby, 1984 ; Innes, 1985 ; Rodbell, 1992].

La lichenométrie est basée sur le principe que le diamètre des plus gros lichens qui croissent sur une surface rocheuse ou un quelconque autre substrat est fonction du temps durant lequel cette surface a été exposée à la colonisation, puis à la croissance des lichens. Aussi les lichens peuvent-ils être utilisés pour dater le dépôt, la stabilisation ou l'exposition de ces surfaces.

Pour le cas spécifique des moraines, il convient de préciser les présupposés à prendre en compte :

- Pendant le dépôt de la moraine, les blocs ne sont pas couverts de lichens, les datations par lichenométrie fournissent donc un âge minimum pour le dépôt ;
- Le temps nécessaire à la colonisation de la moraine est identique à celui de la colonisation des surfaces datées servant au calage de la relation entre le diamètre des lichens et l'âge du dépôt.

En outre, l'un des avantages de la lichenométrie, pour dater des moraines, est de reposer sur un très grand nombre de mesures sur chaque cordons, contrairement à d'autres méthode comme le ^{14}C ou les datations cosmogéniques qui ne reposent en général que sur 1 ou 2 mesures. Ceci permet notamment de limiter les erreurs.

Plusieurs auteurs ont montré que la croissance des lichens est largement dépendante des conditions climatiques [Innes, 1985 ; Benedict, 1991], de la lithologie [Rodbell, 1992] et de l'exposition des surfaces colonisées [Pentecost, 1979]. Aussi faut-il veiller à effectuer les mesures sur des roches de même pétrographie et sur des blocs de taille et d'orientation similaires, même si l'influence de l'orientation est moins importante sous les tropiques.

De plus, parallèlement aux mesures faites sur les moraines que l'on souhaite dater, on réalise un échantillonnage sur des surfaces d'âge connu, c'est-à-dire des surfaces dont le temps d'exposition à la colonisation, puis à la croissance des lichens est connu, par exemple : une église, un barrage, un pont..., afin de connaître la relation diamètre des lichens – âge du dépôt. Cette relation constitue le calibrage de la méthode sans lequel la mesure du diamètre des lichens ne peut pas permettre d'obtenir l'âge des substrats, mais uniquement leur classement relatif.

3.2.1.2. L'échantillonnage

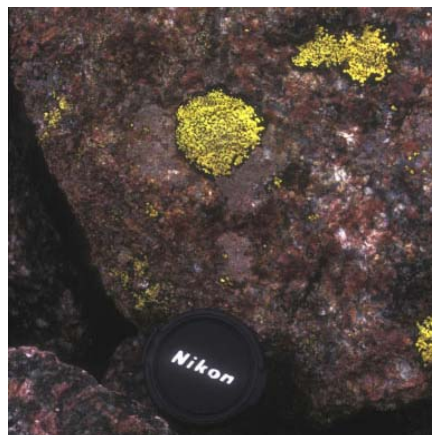
Dans le cadre de ce travail, j'ai utilisé l'espèce de lichen *Rhizocarpon geographicum s.l.* (figure 3.2.), présente en grande quantité sur les blocs des marges proglaciaires considérées. Cette espèce est la plus utilisée en lichenométrie en raison de ses particularités : croissance circulaire, durée de vie multiséculaire.

Sur l'ensemble des surfaces datées et à dater, on suppose que les plus gros lichens, c'est-à-dire les plus anciens, sont les premiers à s'être développés sur la surface et sont donc représentatifs de l'âge du dépôt. C'est donc les plus gros thalles qui ont été pris en compte. La mesure de leur diamètre a été réalisée avec un double décimètre flexible transparent, gradué au demi-millimètre. On admet une marge d'erreur de 1 mm. J'ai considéré le diamètre du plus grand cercle inscrit dans chaque thalle de lichen [Locke *et al.*, 1979]. Ce protocole limite fortement le risque de mesurer des lichens coalescents [Innes, 1985]. Ces derniers ont été systématiquement rejetés. De même, quand sur un bloc donné, le diamètre du plus gros lichen était supérieur de 10% au diamètre du suivant, sa valeur n'a pas été retenue [Innes, 1985].

Pour les moraines que je voulais dater, j'ai mesuré le diamètre des 20 plus gros lichens sur au moins 20 blocs de chaque moraine, d'une part, pour être sûr d'identifier le plus gros lichen parmi les extrêmes et, d'autre part, car une méthode de traitement de données non pas uniquement basée sur le plus gros lichen de chaque bloc comme fait ici (cf. 3.2.1.4.) mais reposant sur des valeurs seuils pourrait à l'avenir être plus pertinente [V. Jomelli, communication personnelle]. On a vu dans le chapitre précédent, que pour chacun des 13 glaciers où des mesures lichenométriques ont été réalisées, les dix principales moraines ont été prises en compte. Plus de 70 000 mesures ont ainsi été réalisées avec plusieurs collaborateurs, dont principalement Vincent Jomelli, Zaki Benelhadj [2003], Rolando Fuertes, Hervé Bonnaveira, Alvaro Soruco et mes parents.

Pour les surfaces d'âge connu (cf. 3.2.1.3. pour leur description), l'échantillonnage a été réalisé de la manière suivante : dans le cas de parois rocheuses (route, canal d'irrigation ou voie de chemin de fer taillés dans une paroi), on a sélectionné le plus gros lichen sur une surface de 1 m², la procédure étant répétée 60 fois. Dans le cas de constructions anthropiques (maison, barrage), les mesures ont été faites sur les blocs qui les constituaient.

Figure 3.2. : Lichens de l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.*
Au centre de la photo : un thalle circulaire, en haut à droite : deux individus coalescents.



3.2.1.3. Description des surfaces d'âge connu

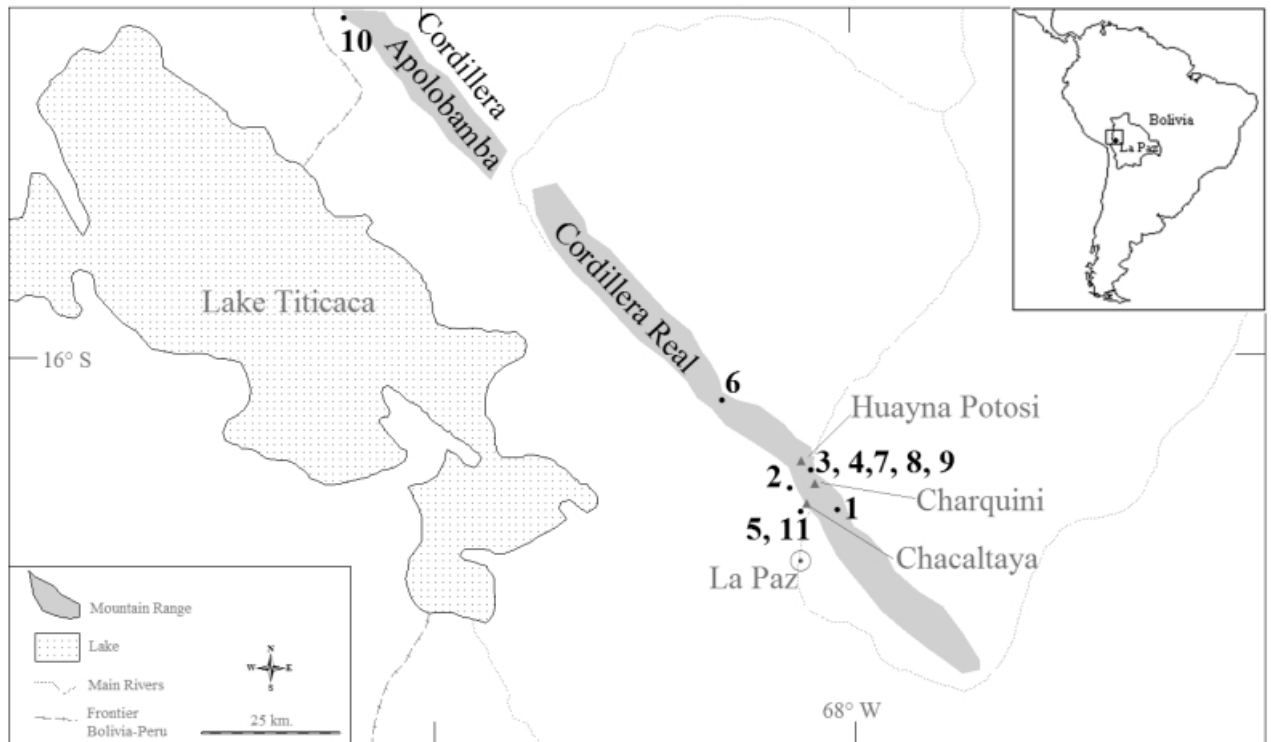
En Cordillère Orientale de Bolivie, aucune étude lichenométrique n'avait été menée avant les présents travaux. Il a donc été nécessaire de faire des mesures sur des surfaces d'âge connu afin d'identifier la fonction de transfert entre le diamètre des lichens et leur . Ce travail a été effectué avec Vincent Jomelli. Les conditions climatiques étant très contrastées entre les bordures est et ouest de la Cordillère Orientale de Bolivie, avec à l'est les vallées descendant vers l'Amazonie où les précipitations sont abondantes (> 1000 mm/an), et à l'ouest, l'Altiplano très sec (< 500 mm/an), on a veillé à conserver une bonne homogénéité entre les sites étudiés, c'est-à-dire les marges proglaciaires choisies, et les lieux de recherche des points datés. En outre, seuls les sites offrant une pétrographie identique à celle de moraines à dater ont été retenus.

Un dizaine de points de calage ont pu être mesurés au sein même de la Cordillère Orientale entre 4900 et 4400 mètres d'altitude. Leur description est résumée dans le tableau 3.1 et leur localisation est indiquée figure 3.3. Neuf points datent du 20^{ème} siècle, entre 1911 et 1963, pour lesquels la datation, obtenue à l'aide de documents historiques ou photographiques, peut être considérée comme fiable. Un point date du 18^{ème} siècle, il s'agit d'installations minières espagnoles dans la Cordillère d'Apolobamba qui ont été complètement abandonnées, suite à un soulèvement indigène. La date de cette rébellion étant connue historiquement [Hérail *et al.*, 1985], ce point peut, lui aussi, être considéré comme fiable. Le point le plus ancien date du 17^{ème} siècle. C'est le seul à avoir été daté au ¹⁴C, donc à comporter une incertitude intrinsèque. Il s'agit d'une tourbière remaniée par la moraine PAG la plus externe du glacier Jankhu Uyu dans la haute vallée d'Ichu Kota [Gouze *et al.*, 1986]. Dans ce dernier cas, l'âge obtenu pour la tourbière est un âge maximum pour la moraine. Celle-ci ne peut être plus ancienne que la tourbière. Néanmoins, en raison de la procédure statistique utilisée, visant à optimiser la convergence des paramètres reliant la distribution de chaque point daté, l'incertitude de la date ¹⁴C est réduite. Au final, il est possible de déterminer des âges avec des intervalles de confiance inférieurs à celui de la date ¹⁴C [Naveau *et al.*, soumis ; Jomelli *et al.*, soumis].

Tableau 3.1. : Caractéristiques des surfaces datées. * : DH = Documents Historiques, PA = Photographies Aériennes, P = Photographies. ¹⁴C = date ¹⁴C cal. AD.

Sites sur fig. 3.3.	Surface	Nb lichens mesurés	Altitude	Orientation	Date (AD)	Type*	Référence
1	Voie Ferrée	153	4650	Toutes	1915	DH	COBEE
2	Barrage Milluni	174	4650	E	1911	DH	COBEE
3	Moraine Huayna	218	4860	E	1956	PA	IGM
4	Moraine Zongo	200	4880	E	1956	PA	IGM
	Moraine Zongo	200	4880	E	1963	PA	IGM
5	Moraine Chacaltaya	229	4900	S	1948	PA	Ramirez <i>et al.</i> ,2001
	Moraine Chacaltaya	234	4900	S	1941	P	Ramirez <i>et al.</i> ,2001
6	Moraine Jankhu Uyu	1638	4800	S	1630 – 1670	¹⁴ C	Gouze <i>et al.</i> ,1986
7	Route Zongo	60	4650	Toutes	1928	DH	COBEE
	Route Zongo	60	4400	Toutes	1935	DH	COBEE
8	Canal Zongo	158	4800	N-E	1946	DH	COBEE
9	Canal Charquini	167	4800	N-E	1941	DH	COBEE
10	Maisons Suche	451	4800	Toutes	1767	DH	Hérail <i>et al.</i> ,1985
11	Maisons Chacaltaya	214	4850	Toutes	1935	DH	COBEE

Figure 3.3. : Localisation des surfaces datées. Les nombres renvoient au tableau 3.1.



3.2.1.4. Traitement statistique des données

D'ordinaire dans les études lichenométriques, les auteurs considèrent deux sous-échantillons qui sont traités séparément :

- D'une part, les mesures réalisées sur les surfaces d'âge connu. Elles servent à élaborer la courbe de croissance, donc à connaître la relation diamètre des lichens – âge du dépôt ;
- D'autre part, les mesures faites sur les surfaces que l'on souhaite dater.

En vue de la datation de moraines, les auteurs procèdent en deux étapes pour traiter les mesures de diamètre de lichens faites sur celles-ci :

- La première consiste à calculer la valeur du diamètre à prendre en compte pour chacune des moraines sur lesquelles des mesures ont été effectuées. Sur ce premier point, les avis sont partagés. Certains chercheurs considèrent qu'il ne faut prendre que la valeur du plus gros lichen de la moraine [Beschel, 1961 ; Mc Carroll, 1994] ; d'autres préfèrent utiliser la valeur moyenne de plusieurs des plus gros lichens : les cinq plus gros [Matthews, 1975 ; Innes, 1985], les cent plus gros [Nikonov et Shebalina, 1979].
- Une fois que la valeur de diamètre de lichens à prendre en compte pour chaque moraine a été calculée, son âge est obtenu en utilisant l'équation de la courbe de croissance élaborée sur la base des mesures faites sur les surfaces d'âge connu.

Comme l'a incorrectement supposé Mc Carroll [1994] et les autres utilisateurs de la lichenométrie avant lui, la distribution de la taille des plus gros lichens ne suit pas une loi normale. Au contraire, la théorie des probabilités appliquée aux valeurs extrêmes (les plus gros lichens faisant partie de cette catégorie) montre que la distribution des maxima ne peut être normale mais qu'elle suit une distribution spécifique appelée distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV pour l'acronyme anglais). La figure 3.4. [tirée de Naveau *et al.*, soumis], représentant la distribution des plus gros diamètres de lichens pour six moraines du Glacier Sud du Charquini, illustre parfaitement ce point. De même, la figure 3.5. présente la distribution de l'ensemble des mesures faites sur les cinq glaciers du Charquini (valeurs centrées-réduites). Sur ces figures, on retrouve l'histogramme de répartition des mesures et deux courbes de distribution : selon une loi normale (c'est-à-dire gaussienne) en tiret et selon la GEV en trait continu. On se rend compte à quel point la modélisation par la GEV est plus à même de décrire la distribution des diamètres des plus gros lichens.

Figure 3.4. : Distribution des plus gros diamètres de lichens pour six moraines du Glacier Sud du Charquini. En tiret : courbe de distribution selon une loi normale, en trait continu : selon la GEV [Naveau *et al.*, soumis]

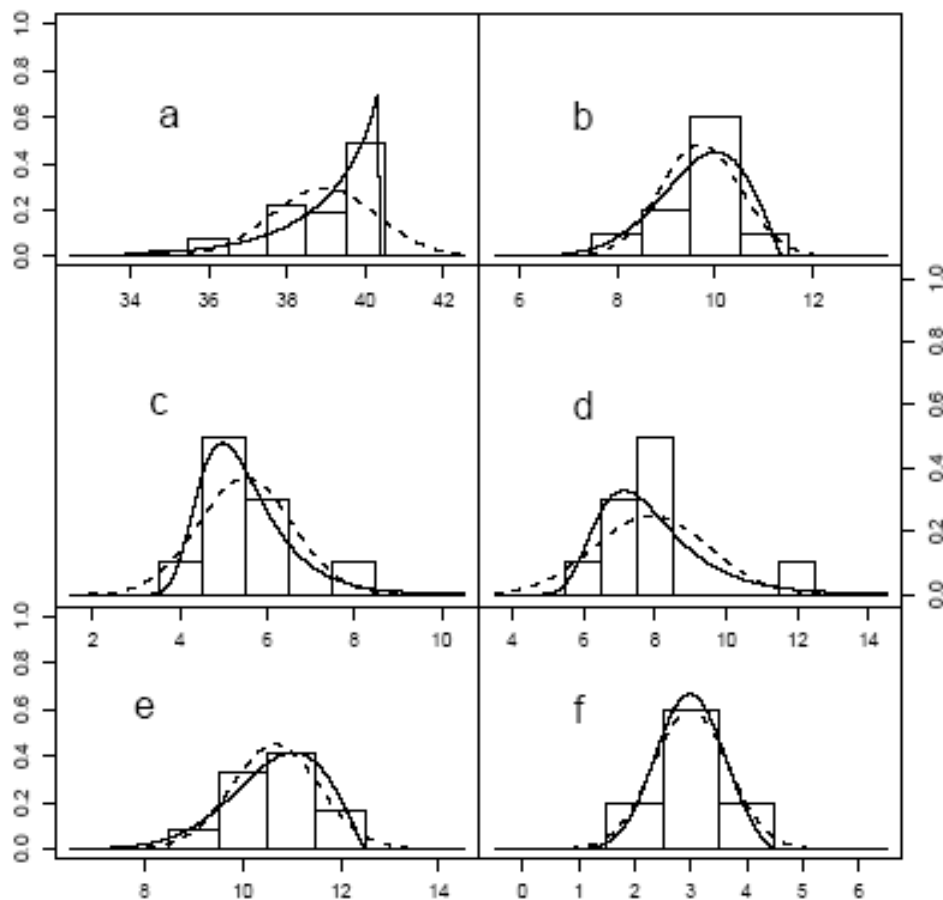
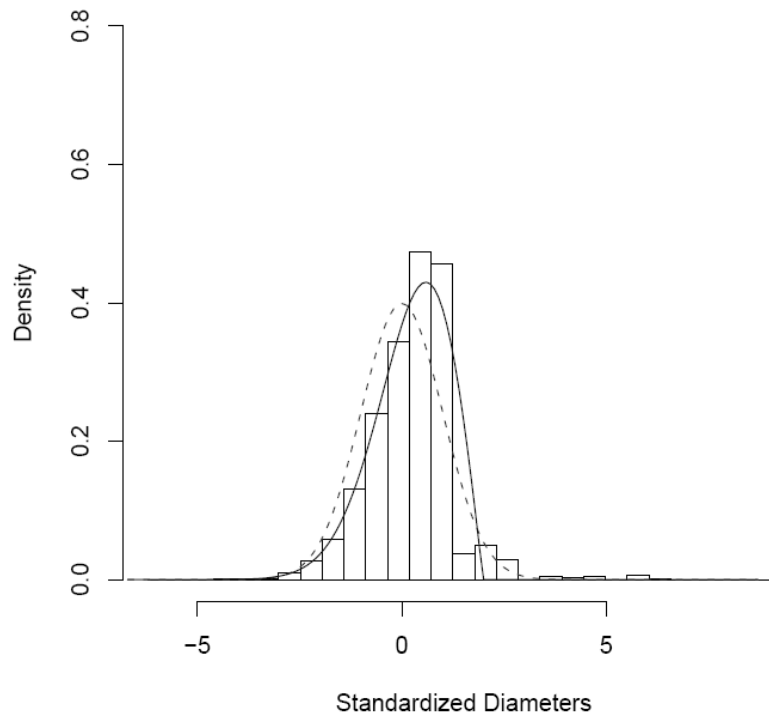


Figure 3.5. : Distribution des plus gros diamètres de lichens pour les cinq glaciers du Charquini, soit 48 moraines (valeurs centrées réduites). En tiret : courbe de distribution selon une loi normale, en trait continu : selon la GEV



Une des conséquences de cette contrainte mathématique est que l'ensemble des résultats des études lichenométriques précédentes, et principalement le calcul des intervalles de confiance basés sur une distribution normale, sont théoriquement faux et pour le moins discutables.

Vincent Jomelli (IRD/Great-Ice) fut l'un des premiers à prendre en compte ces aspects statistiques et à appliquer la théorie des valeurs extrêmes à la lichenométrie, en collaboration avec Philippe Naveau (LSCE/CNRS, Gif), Dan Cooley (DAM /Université du Colorado, Boulder) et Delphine Grancher (LGP/CNRS, Meudon), tous trois statisticiens ayant développé la méthode et mis en place le protocole de traitement des données. La présente étude a été réalisée en collaboration avec eux.

La méthode est décrite en détail dans deux articles : Naveau *et al.* [soumis] et Cooley *et al.* [sous presse]. Je me contenterai de ne décrire ici que les aspects qui la démarquent de la méthode classique présentée ci-dessus [Jomelli *et al.*, soumis].

Dans cette nouvelle approche, les deux groupes de mesures dont on dispose (les mesures sur les surfaces datées et les mesures sur les surfaces à dater) sont considérés comme un unique jeu de données. Ceci est lié à deux raisons :

- La distribution des diamètres des lichens pour les surfaces datées et à dater est du même type ; autrement il ne serait pas possible de déduire, à partir des surfaces datées, des âges pour les surfaces non datées. De fait, séparer ces deux ensembles est statistiquement infondé.
- Les erreurs faites lors de la construction de la courbe de croissance à partir des surfaces datées se reportent sur l'estimation des dates des surfaces que l'on souhaite dater.

La distribution des mesures de diamètre de lichens sur une surface donnée (datée ou à dater) est modélisée par la GEV. Cette distribution qui dépend de trois paramètres peut être résumée comme suit :

$$G(x; \mu, \sigma, \xi) = \begin{cases} \exp \left\{ - \left[1 + \xi \frac{x-\mu}{\sigma} \right]_+^{-1/\xi} \right\}, & \text{when } \xi \neq 0 \text{ and } a_+ = \max(0, a), \\ \exp \left\{ - \exp \left(- \frac{x-\mu}{\sigma} \right) \right\}, & \text{when } \xi = 0, \end{cases} \quad (1)$$

où μ , σ , ξ sont les trois paramètres décrivant la distribution GEV, respectivement : le paramètre de localisation qui change avec le temps, l'échelle et la forme de la distribution, toutes les deux supposées constantes dans le temps pour une zone d'étude donnée, la Cordillère Orientale de Bolivie dans le cas présent.

Ainsi chaque surface échantillonnée est caractérisée dans le temps, par sa valeur du paramètre μ de la GEV variant en fonction de l'âge de la moraine, et dans l'espace, par les paramètres σ , ξ fixés pour une région donnée.

Même quand l'âge des lichens est connu, c'est-à-dire pour les surfaces datées, il y a toujours une incertitude qui est prise en compte dans le modèle statistique. Par exemple pour une datation ^{14}C , la méthode fournit une moyenne (= âge ^{14}C) et un écart type. Ces valeurs correspondent au fait que la précision associée à une datation ^{14}C est modélisée par une distribution normale. Suivant cette approche, on estime que l'âge moyen pour les surfaces datées et à dater peut être considéré comme une variable aléatoire de type gaussien.

En résumé, les diamètres maxima des lichens et les âges des surfaces sont supposés avoir deux distributions différentes, respectivement GEV et normale. Ce principe est basé sur la théorie des probabilités appliquée aux valeurs extrêmes (Théorie des Valeurs Extrêmes) et aux moyennes (Théorème Central Limite) respectivement.

L'étape suivante est la construction de la relation entre ces deux distributions. Elle est définie par un modèle bivarié dans lequel le paramètre " μ " décrivant les diamètres de lichens est donné par la GEV et l'âge des surfaces " α " suit une distribution gaussienne. Ces deux distributions sont liées par la relation $\alpha = f(\mu)$, où la fonction " f " représente la variation temporelle de " μ ".

Dans un premier temps, on choisit une paramétrisation pour la fonction " f ". Pour les données obtenues en Bolivie, elle est de forme linéaire : $\alpha_i = a + b\mu_i$. L'étape d'initialisation consiste à estimer les paramètres " μ " pour les surfaces datées et à ajuster les coefficients a et b en fonction de ceux-ci. Ensuite, les paramètres " μ " de l'ensemble des surfaces (datées et à dater) sont ré-estimés avec la contrainte d'obtenir le maximum de vraisemblance pour expliquer l'ensemble des données.

Cette procédure est séquentielle, les valeurs de " μ " et les paramètres décrivant " f " changent à chaque itération afin de maximiser la probabilité d'observer toutes les données. Cette étape est possible, car on peut explicitement écrire la fonction de vraisemblance de notre modèle

statistique. Après quelques itérations, les paramètres estimés doivent converger vers des valeurs fixées si la paramétrisation initiale de “f” est adéquate et si les données satisfont les hypothèses de notre modèle. Sinon, une autre paramétrisation de “f” doit être proposée.

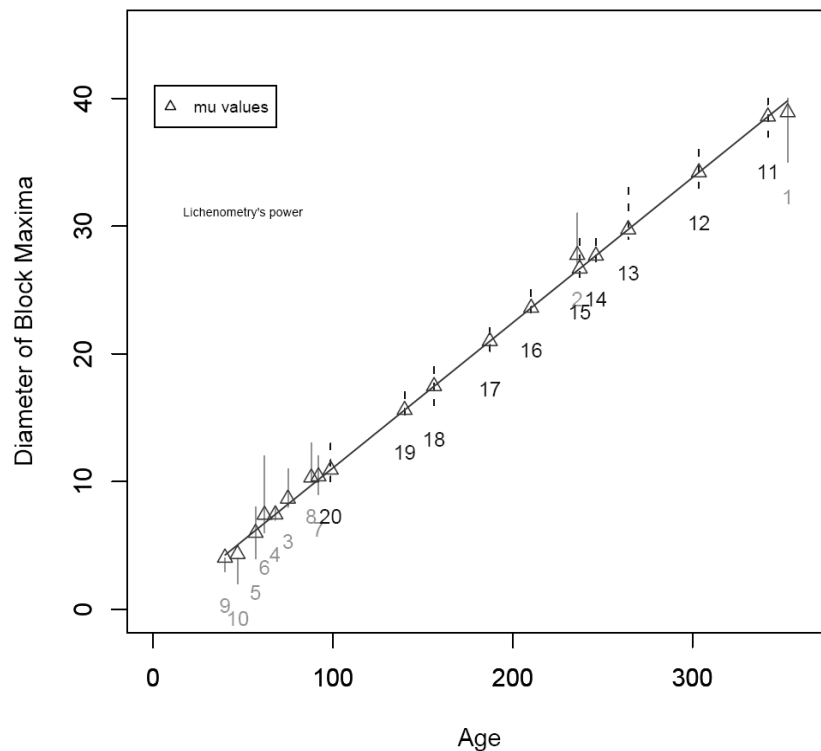
L’algorithme d’optimisation permet d’estimer la variance de “ μ ”, donc de calculer des intervalles de confiance du paramètre “ μ ” de chaque moraine. On peut ensuite déterminer des marges d’erreur pour la distribution de la date correspondant à chaque moraine.

La figure 3.6. ne représente pas une courbe de croissance au sens de celles que l’on trouve dans les études lichenométriques classiques. Au lieu de relier des valeurs brutes de diamètres de lichens à des dates grâce à une courbe de croissance, ce sont les paramètres des distributions de ces diamètres maxima et des dates qui sont liés dans le cas présent. Ceci a l’avantage de donner une relation entre des distributions plutôt qu’entre des valeurs ; elle est à la fois plus générale, plus adaptée aux données lichenométriques et permet une meilleure estimation des incertitudes.

Un chercheur qui voudrait réaliser une étude lichenométrique sur cette même zone d’étude ne doit pas utiliser cette courbe de manière directe, mais utiliser les points datés et le modèle présenté ci-dessus avec ses propres données.

Un logiciel a été mis en place afin d’automatiser le traitement des données. Il s’agit du logiciel « Lichenometry’s power® » développé par Delphine Grancher.

Figure 3.6. : Un nouveau type de courbe de croissance : le résultat d’une simulation faite avec le logiciel « Lichenometry’s power » pour le Glacier Nord-Est du Charquini. Les nombres en gris clair associés à une ligne continue représentent les surfaces datées, ceux en foncé associés à une ligne en tiret représentent les dix moraines du glacier. La taille des lignes correspond à l’étendue des mesures.



Actuellement, Philippe Naveau, Dan Cooley et Delphine Grancher travaillent au développement d'une méthode de traitement permettant de prendre en compte différents types de connaissances a priori, comme l'ordre de succession des moraines dans l'espace, leur correspondance d'un glacier à l'autre [Cooley *et al.*, sous presse]. Cette approche est basée sur la méthode bayésienne. Son utilisation devrait permettre un meilleur calcul des marges d'erreur sur les datations. Applicable d'un point de vue théorique en lichenométrie, son utilisation nécessite encore quelques mises au point.

3.2.1.5. Comparaison des méthodes

A titre de comparaison, le tableau 3.2. présente les datations obtenues par trois différentes méthodes : premièrement celle basée sur les valeurs extrêmes appelée GEV (2^{ème} colonne), utilisée dans le cadre de cette thèse et pour laquelle on n'a considéré que la valeur du plus gros lichen de chaque bloc, deuxièmement, la méthode traditionnelle qui calcule la relation diamètre des lichens – âge du dépôt, à partir des points datés et l'extrapole aux mesures faites sur les moraines. Pour cette dernière, on considère soit la valeur du plus gros lichen de chaque moraine (3^{ème} colonne), soit la moyenne des cinq plus gros lichens de chaque moraine (4^{ème} colonne).

Tableau 3.2. : Datation des moraines du Glacier Nord du Charquini par différentes méthodes : la GEV et la méthode classique prenant en compte soit le plus gros lichen de chaque moraine soit les cinq plus gros.

Moraine	GEV	Plus Gros	5 plus gros
M1	1663±14	1615-1658	1627-1667
M2	1706±12	1697-1721	1708-1729
M3	1740±12	1746-1760	1746-1760
M4	1755±10	1769-1778	1769-1778
M5	1769±10	1780-1787	1782-1788
M6	1794±10	1811-1813	1815-1816
M7	1817±10	1837-1839	1837-1839
M8	1847±9	1860-1864	1863-1867
M9	1870±9	1881-1887	1881-1887
M10	1910±9	1908-1913	1912-1917

On a déjà souligné le fait que, ne tenant pas compte de cette « contrainte » mathématique qu'est l'utilisation de la théorie des valeurs extrêmes, du fait même de la nature de la distribution des plus gros lichens, les résultats obtenus avec les méthodes classiques ne sont pas statistiquement corrects. Cependant, comme la méthode GEV est utilisée ici pour la première fois, je pense que cette comparaison est intéressante dans la mesure où elle permet de rendre compte de la différence des résultats obtenus par les divers méthodes. En se basant sur les mesures faites sur des surfaces d'âge connu, Vincent Jomelli a montré que la méthode GEV est celle qui permet les meilleures datations [Jomelli *et al.*, soumis]

Attention, il est important de noter que les résultats présentés pour la méthode classique, avec le plus gros ou les 5 plus gros lichens de chaque moraine, ne sont pas des intervalles de confiance. Il s'agit uniquement d'un intervalle de datation qui est dû au fait que le point de

calage le plus ancien est daté au ^{14}C et comporte donc une incertitude qui lui est propre. On a donc ici l'intervalle calculé à partir des relations diamètre des lichens – âge du dépôt relatives aux dates extrêmes du point ^{14}C . L'incertitude de la date ^{14}C est, en revanche, intégrée dans le modèle statistique utilisant la GEV. Elle est prise en compte dans les marges d'erreur calculées.

Entre la GEV et la méthode traditionnelle n'utilisant que la valeur du plus gros lichen de chaque moraine, c'est-à-dire entre les colonnes 2 et 3, on note un écart moyen de 15 ± 8 ans. Quand on considère, pour la méthode classique, les cinq plus gros lichens de chaque moraine, cet écart est de 16 ± 5 ans. En outre, l'utilisation de la méthode GEV permet de calculer des intervalles de confiance sur les distributions de dates obtenues, ce qui n'est pas le cas de la méthode classique.

3.2.2. Autres moyens

3.2.2.1. Documents historiques

Contrairement aux Alpes où il existe une documentation historique abondante [Le Roy Ladurie, 1967, 2004 ; Pfister, 1985 ; Zumbühl et Holzhauser, 1988], les archives historiques décrivant l'état des glaciers sont rares dans les Andes. En Bolivie, aucune donnée, même qualitative, directement liée à la position des glaciers n'a été recensée, y compris dans les récits des tentatives de conquête des principaux sommets, comme l'Illimani [Wiener, 1890].

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, les meilleures évidences viennent d'Equateur où les volcans englacés sont représentés sur de nombreuses cartes et peintures des 18^{ème} et 19^{ème} siècles [Francou 2004] et du Pérou avec les descriptions de voyageurs scientifiques parcourant les Andes [Broggi, 1943 ; Hastenrath, 1981 ; Ames et Francou, 1995]. Les conditions climatiques et le fonctionnement des glaciers y étant sensiblement différents, ces données ne sont pas directement exploitables pour le calage de la chronologie obtenue en Bolivie. Elles sont néanmoins intéressantes à titre de comparaison. Les seules données utilisables viennent d'exploitations minières dans la partie péruvienne de la Cordillère d'Apolobamba (prolongement septentrional de la Cordillère Orientale de Bolivie, Fig. 3.3). Recensées par Pflucker [1905] et Sievers [1914], elles concernent la région de San Antonio de Poto et précisent qu'au début du 20^{ème} siècle, des entrées de mines réapparaissent à l'air libre, suite au retrait du Glacier San Francisco (Nevado Ananea) qui les avait préalablement obstruées lors d'une avancée.

J'ai cherché à préciser la période d'ouverture de ces mines, puis de leur disparition suite à l'avancée du glacier, sans parvenir à des résultats concluants. La thèse de Jean Berthelot [1977] traitant du développement minier par les Espagnols dans cette région entre les 15^{ème} et 17^{ème} siècles, n'apporte pas de renseignements suffisants : « au siècle suivant [*nda* : 17^{ème} siècle] ..., d'autres gisements étaient découverts dans les hauteurs de la Sierra, à près de 5000 mètres, notamment des mines d'or à Ananea » (p. 228).

Il serait peut-être possible, en se livrant à un fin dépouillement des archives minières ou à une lecture approfondie des compte-rendus des chroniqueurs mandatés par les Rois d'Espagne entre les 15^{ème} et 18^{ème} siècles, d'obtenir une information plus précise. Cependant je n'ai pas jugé

opportun dans le cadre de ma thèse de me livrer à une telle recherche, compte-tenu du temps nécessaire à sa réalisation et de mon champ disciplinaire.

On peut néanmoins conclure que, sur les flancs du Nevado Ananea, les mines réapparues au début du 20^{ème} siècle ont sans doute été découvertes par les Espagnols début 17^{ème} et que, par conséquent, les glaciers occupaient alors une position nettement en amont de leur position au début du 20^{ème} siècle. Le Nevado Ananea étant situé à une vingtaine de kilomètre de la frontière bolivienne, cette information est a priori extrapolable à l'ensemble de la Cordillère Orientale de Bolivie

3.2.2.2. Carbone 14

Comme précisé précédemment, le carbone 14 ne permet pas d'obtenir des datations nécessaires à l'établissement d'une chronologie glaciaire pour les derniers siècles, donc pour le PAG. En effet, en raison des fortes variations de la proportion de carbone 14 dans l'atmosphère, le calibrage des dates ¹⁴C n'est pas valide pour des âges inférieurs à 300 ans : les âges obtenus peuvent être aussi bien contemporains que vieux de 300 ans [Reimer, P.J. *et al.*, 2004].

Néanmoins, les datations d'éléments organiques trouvés dans les moraines, notamment les plus anciennes (> 300 ans), peuvent compléter les données obtenues par lichenométrie. De fait, nous n'avons pas cherché de manière systématique de la matière organique dans les moraines. Cependant, lors de mesures de terrain, des restes de tourbière remaniée ont été retrouvés dans la moraine la plus externe du Glacier Sud du Charquini. La présence de ces restes de tourbière signifie que, lorsque le glacier a avancé pour former cette moraine, il a érodé une surface occupée par une tourbière nécessairement en amont de l'emplacement actuel de la moraine. La datation au ¹⁴C sera discutée au chapitre 4.

En outre, j'ai été amené à utiliser, soit directement en lichenométrie pour le calibrage de la relation diamètre des lichens – âge du dépôt (cf. 3.2.1.3), soit à titre de comparaison (cf. chapitres 4 et 5), des datations au ¹⁴C faites par d'autres chercheurs sur les mêmes sites que ceux sélectionnés dans ce travail [Gouze *et al.*, 1986 ; Müller, 1985] ou sur des sites voisins [Seltzer, 1992]. Il faut préciser que ces datations ont été faites sur des tourbières recouvertes ou remaniées par des moraines ; elles fournissent donc un âge maximal pour ces dépôts. Dans tous les cas, le calibrage des âges ¹⁴C a été fait avec le logiciel Oxcal® en utilisant les données de calibrage « Intcal04 » fournies par Reimer *et al.* [2004]. Les intervalles de datation, notés cal. AD ou cal. BC (cal. = calibrated), sont donnés à deux écart-types près (cf. tableau 3.3.).

Tableau 3.3. : Dates ¹⁴C utilisées dans cette étude.

Code	Age convent.	Intervalle calibré	Référence	Description du site
UZ-567/RM58	4195 ± 85 BP	2420 - 2070 BC	Müller, 1985	Base tourbière, aval M1, Glacier Yaypuri
H1	500 ± 80 BP	1280 -1610 AD	Gouze <i>et al.</i> , 1986	Sommet tourbière recouverte par M1, Glacier Jankhu U.
T7	4240 ± 85 BP	2470 - 2120 BC	Gouze <i>et al.</i> , 1986	Base tourbière recouverte par M1, Glacier Jankhu U.
Beta-35052	8640 ± 80 BP	6860 - 6530 BC	Seltzer, 1992	Base tourbière, aval M1, Vallée de Palcoco
Gif-11869	790 ± 30 BP	1090 - 1220 AD	Cette étude	Tourbière remaniée, M1, Glacier Charquini Sud

3.3. Méthodes de reconstruction des extensions glaciaires et des bilans de masse

Une fois les stades morainiques datés, il s'agit de quantifier les variations d'étendue des glaciers au cours du temps en reconstruisant, sur la base des moraines, certains paramètres pertinents pour l'analyse et la reconstitution paléoclimatique, notamment les surfaces, les altitudes de ligne d'équilibre, les volumes et le bilan de masse par période.

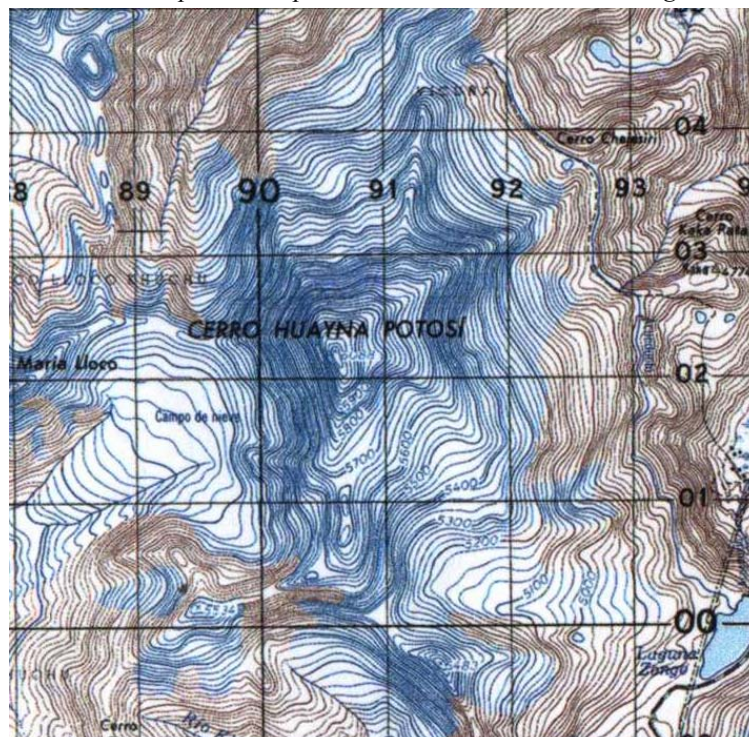
Pour ce faire, il est nécessaire de disposer d'une cartographie très précise des marges proglaciaires sur lesquelles on souhaite travailler.

En Bolivie, les cartes topographiques sont réalisées par l'Institut Géographique Militaire (IGM). La couverture est à l'échelle 1/50 000. Concernant la Cordillère Orientale, ces cartes s'apparentent plutôt à des plans photogrammétriques sur lesquels n'apparaissent que les courbes de niveau (équidistance 20 m), le réseau hydrographique, ainsi que quelques détails comme les mines et les pistes permettant d'y accéder. Le contour des surfaces englacées date des années 1960 avec une délimitation très approximative (neige souvent confondue aux glaciers). En outre, les stades morainiques identifiés sur les marges proglaciaires n'apparaissent pas (cf. figure 3.7.)

Ces cartes ne peuvent pas servir de base de travail pour la reconstruction des paramètres glaciaires.

J'ai alors décidé de réaliser une cartographie détaillée de chacune des marges proglaciaires sur lesquelles j'ai travaillé en Cordillère Royale.

Figure 3.7. : Extrait de la carte topographique de l'IGM « Milluni (5945II) » au 1/50 000.
On se rend compte de l'imprécision dans la délimitation des glaciers.



3.3.1. Etablissement des cartes topographiques

Plusieurs couples de photographies aériennes couvrant les glaciers étudiés sont disponibles auprès de l'IGM : 1956, 1963, 1974, 1983 et 1997. La couverture de 1983 est la meilleure (absence de couverture nuageuse, de couche de neige, échelle, qualité du cliché) ; elle a servi de base au travail de restitution pour l'élaboration des cartes topographiques. Pour les autres couples, seules les surfaces englacées ont été restituées afin de quantifier les variations de surface et de volume des glaciers au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

Un autre couple de photographies aériennes datant de 1940 n'a malheureusement pas pu être exploité pour réaliser un modèle numérique de terrain, les paramètres de vol ayant disparu la restitution photogrammétrique n'a pas été possible. J'ai néanmoins pu retracer le contour des glaciers du massif du Charquini, correspondant à cette date, sur la carte réalisée à partir de la couverture aérienne de 1983.

Plusieurs campagnes de stéréo-préparation ont été effectuées entre octobre 2002 et août 2003, représentant une quinzaine de jours de terrain au total. Des points remarquables du relief (exutoire de lac, confluence des ruisseaux, intersection de pistes, blocs de rocher...) ont été choisis d'après leur visibilité sur les clichés. Une dizaine de points d'appui par carte ont été utilisés. Ils ont été rattachés aux systèmes planimétrique (WGS 84, UTM zone 19 Hémisphère Sud) et altimétrique (ellipsoïde 1984) par géodésie au GPS différentiel mono-fréquence (modèle Promark2, Ashtech). La précision est d'ordre centimétrique en planimétrie et de quelques centimètres en altimétrie.

Le calage des clichés ainsi que les restitutions ont été réalisés par Abraham Machaca (professionnel de l'IGM, étudiant de Bernard Francou en glaciologie) sur un restituteur analogique (Planicom 3) [Machaca *et al.*, 2004 ; Machaca, 2005]. La précision des restitutions est indiquée dans le tableau 3.4.

Tableau 3.4. : Précision des restitutions en x, y et z et pas du levé photogrammétrique pour chacun des couples des photographies aériennes utilisées (d'après Machaca).

Lieu	Année	Echelle	X (m)	Y (m)	Z (m)	Pas du levé hors glacier	Pas du levé sur glacier
Charquini	1956	1/50 000	1,033	1,033	0,711	50 m	25 m
Charquini	1963	1/40 000	1,502	1,502	0,372	60 m	30 m
Charquini	1974	1/50 000	1,104	1,104	0,731	60 m	25 m
Charquini	1983	1/50 000	1,002	1,002	0,705	40 m	20 m
Charquini	1997	1/50 000	1,396	1,396	0,777	50 m	25 m
Huayna Potosi	1983	1/50 000	1,450	1,450	0,262	60 m	60 m
Condoriri	1983	1/50 000	1,733	1,733	0,981	60 m	60 m
Ichu Kota	1997	1/50 000	0,798	0,798	0,165	60 m	60 m

Pour chaque restitution, un maillage de points a été levé à intervalle régulier. Le contour des glaciers, de même que des éléments caractéristiques sur les glaciers (crevasses, rimaye) et en

dehors (moraines PAG, rivières, pistes...), ont été levés de manière continue. Avec la densité de points obtenue, il a alors été possible d'obtenir un plan photogrammétrique au 1/10 000 avec une équidistance de 10 mètres entre les courbes de niveau. Les cartes de chaque massif où des marges proglaciaires ont été étudiées, c'est-à-dire Charquini, Huayna Potosi, Condoriri et Ichu Kota, sont présentées (en format réduit) dans les annexes 1, 2, 3 et 4 respectivement.

3.3.2. Reconstruction des longueurs et des surfaces glaciaires

Les reconstitutions de longueur et de surface des glaciers ont été réalisées à l'aide du logiciel de cartographie informatique MapInfo® sur la base des cartes au 1/10 000 issues des restitutions photogrammétriques.

Pour la période du PAG, le contour des glaciers a pu être redessiné pour chacun des dix stades morainiques considérés. Pour la plupart d'entre eux, il est possible de suivre le cordon morainique sur toute sa longueur. Lorsqu'il était interrompu sur une partie de la marge, le contour du glacier a été retracé en fonction de la morphologie du terrain et du tracé des autres moraines en amont et à l'aval du cordon morainique considéré.

La longueur a été mesurée entre le sommet du glacier et son point le plus bas en suivant une ligne d'écoulement théorique, perpendiculaire aux courbes de niveaux. La surface en projection plane est donnée automatiquement par le logiciel.

Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, les surfaces des glaciers sont données par les restitutions photogrammétriques.

Les marges d'erreur sur ce type de reconstruction sont minimales. On estime que les imprécisions d'ordre métrique du calage des photos pour la restitution sont négligeables par rapport à la taille des surfaces considérées.

En outre, chacune des 10 principales moraines du Glacier Sud du Charquini ont été levées à l'aide d'un théodolite-distanciomètre. Les résultats ont été superposés aux restitutions photogrammétriques. La parfaite correspondance entre les deux méthodes permet de rendre compte de la qualité du travail de restitution, donc de la minimisation des erreurs possibles dans la reconstitution des surfaces glaciaires correspondant aux différentes moraines.

3.3.3. Reconstruction des lignes d'équilibre

La ligne d'équilibre délimite la zone d'accumulation (avec un bilan positif) de la zone d'ablation (avec un bilan négatif). Ses fluctuations altitudinales se traduisent par un changement de la proportion de chacune de ces deux zones par rapport à l'ensemble du glacier, donc par la variation de son bilan de masse. Son altitude (ELA pour Equilibrium Line Altitude) étant

corrélée avec le bilan de masse du glacier en constitue un très bon indicateur [Braithwaite, 1984 ; Kuhn, 1989 ; Paterson, 1994]. Ainsi, comme le bilan de masse (cf. 3.3.5.), la position de la ligne d'équilibre est directement liée aux conditions climatiques. Reconstituer sa variation altitudinale au cours du temps permet de quantifier un changement de ces conditions.

Il existe 4 principales méthodes de reconstruction de la ELA des glaciers se basant sur :

- l'altitude maximale des moraines latérales : appelée MELM pour l'acronyme anglais : Maximum Elevation of Lateral Moraines ;
- l'altitude moyenne du glacier : appelée MEG pour l'acronyme anglais : Median Elevation of Glacier ;
- le rapport d'altitude entre le sommet et le front du glacier : appelée THAR pour l'acronyme anglais : Toe-to-Headwall Altitude Ratio ;
- la proportion de la zone d'accumulation par rapport à l'ensemble du glacier : appelée AAR pour l'acronyme anglais : Accumulation Area Ratio.

Ces méthodes sont largement décrites dans de multiples études [par exemple : Gross *et al.*, 1978 ; Torsnes *et al.*, 1993 ; Aa, 1996]. Je les ai toutes testées sur les cinq glaciers du massif du Charquini et, au vu des résultats obtenus, c'est celle de l'AAR (la plus couramment utilisée [Gross *et al.*, 1978]) qui a été retenue. En effet, elle donne les résultats les plus cohérents au regard des données de bilan de masse disponibles actuellement sur les glaciers de la Cordillère Royale.

Cette méthode repose sur le principe que sur un glacier, le rapport de surface entre la zone d'accumulation et l'ensemble du glacier est fixe lorsque le glacier se trouve à l'état d'équilibre et qu'il est constant au cours du temps. Ceci est valable pour des glaciers dont la morphologie n'a pas changé de façon significative depuis quelques siècles.

Les observations menées depuis 1991 sur plusieurs glaciers de la Cordillère Royale par l'unité de recherche Great-Ice de l'IRD [Rabatel et Mendoza, 2004] montrent que le temps de réponse de la position du front du glacier aux variations du bilan de masse est très court (quelques années), particulièrement sur les glaciers de petite taille (de 1 à 3 km²). Ainsi on peut considérer que les moraines PAG observées sur les marges proglaciaires attestent des positions du glacier à l'état d'équilibre. La méthode de l'AAR est donc applicable pour cette période.

Cependant, comme le montre le décalage existant actuellement entre la ELA déterminée géométriquement et celle mesurée sur le terrain (cf. chapitre 5), l'état d'équilibre n'est pas avéré, dès lors que les glaciers sont en phase de recul accéléré. Dans ce cas, l'application de la méthode de l'AAR nous permet de quantifier le déséquilibre de ces glaciers par rapport aux conditions climatiques actuelles et d'évaluer l'ampleur de leur retrait à venir.

La méthode de l'AAR a donc été appliquée sur chaque glacier, pour chacun des principaux stades morainiques et chacune des photographies aériennes, en prenant en compte un ratio de 0,65 déterminé sur le Glacier Zongo [Soruco *et al.*, 2005]. Ce ratio 2/3 a aussi été observé sur d'autres glaciers [Rabatel et Mendoza, 2004] et peut être considéré comme une approximation réaliste de l'AAR₀ à l'échelle de la Cordillère Orientale de Bolivie.

3.3.4. Reconstruction des volumes

Afin de reconstruire le volume des glaciers pour les principaux stades morainiques du PAG, j'ai appliqué la méthode classiquement utilisée pour les stades tardiglaciaires et holocènes [Sicart, 1997 ; Schoeneich, 1998]. Cette méthode consiste à redessiner les courbes de niveau pour que le glacier « remplisse » ses moraines successives. On se base donc sur la hauteur des moraines latérales et frontales, ainsi que sur la forme de la marge proglaciaire, en donnant à la langue du glacier un bombement central de quelques mètres. Les courbes de niveau ont ainsi une forme convexe en zone d'ablation et concave en zone d'accumulation.

Ce travail a été réalisé avec le logiciel de cartographie informatique MapInfo®, en considérant une équidistance de 20 mètres entre chaque courbe de niveau. Les fichiers de points obtenus pour chaque glacier (coordonnées X, Y, Z) ont ensuite été interpolés avec le logiciel Surfer 8® permettant la réalisation de modèles numériques de terrain. Puis le volume total du bloc relief ainsi obtenu a été calculé par rapport à une altitude de référence : l'altitude du point le plus bas de la moraine témoignant de l'extension maximale du PAG. En calculant le volume pour différents stades morainiques avec la même altitude de référence, on peut alors calculer la variation de volume du glacier d'un stade morainique à l'autre par soustraction des modèles numériques de terrain.

La forme du lit rocheux sous les glaciers actuels n'étant pas encore connue, on ne peut obtenir qu'une variation de volume d'un stade morainique à l'autre et non pas une estimation du volume total des glaciers.

Ainsi, bien qu'entachée d'une certaine subjectivité dans le tracé des courbes de niveau pour la reconstruction des stades PAG, cette méthode permet d'obtenir une bonne estimation des variations du volume des glaciers. Pour l'ensemble des glaciers étudiés ici, une erreur de 10 mètres en altitude sur le tracé des courbes de niveau des stades PAG engendre une erreur de $2\pm 1\%$ de l'estimation du volume reconstitué.

Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, les variations de volume ont été calculées grâce aux restitutions photogrammétriques. La précision des restitutions en altitude étant de l'ordre de quelques centimètres, les erreurs possibles sur le calcul des variations de volume sont négligeables.

3.3.5. Reconstruction des bilans de masse

Etablir le bilan de masse d'un glacier, c'est quantifier ses changements de masse dans le temps et dans l'espace. Ce bilan est donc la différence entre les apports (tout processus permettant d'ajouter de la matière sur le glacier : précipitations, apport de neige par le vent...) et les pertes (par fusion ou sublimation) à la surface du glacier. Il est donc le reflet direct des

conditions climatiques et tout changement de ces conditions a des répercussions directes sur le bilan de masse glaciaire et sur la forme du glacier.

Lorsque l'on souhaite connaître l'évolution du climat au cours du temps, les bilans de masse glaciaires constituent donc une variable pertinente.

Sur chacun des glaciers sélectionnés, les moraines ayant été datées par lichenométrie pour la période du PAG et les dates des couples de photographies aériennes pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle étant connues, j'ai pu, grâce à la reconstruction des variations de volume, calculer des bilans de masse moyens par période.

Ce bilan est donné par l'équation suivante :

$$\overline{B_{(T_i, T_{i+1})}} = \rho \times \frac{(V_{i+1} - V_i)}{(T_{i+1} - T_i) \times \frac{(S_i + S_{i+1})}{2}} \quad (2)$$

avec :

$\overline{B_{(T_i, T_{i+1})}}$: bilan de masse moyen pour la période T_i ; $T_i + I$, en mètres équivalent d'eau.

ρ : densité de la glace fixée à 0,9

T_i : date d'un stade glaciaire (moraine ou photographie aérienne)

V_i, S_i : volume et surface pour le stade glaciaire i

Cette méthode, généralement appelée méthode volumétrique, permet une très bonne estimation du bilan de masse moyen sur une période de temps, dans la mesure où les variations de volume et de surface ainsi que les dates des stades considérés sont précises.

Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, volumes et surfaces ont été calculés par photogrammétrie ; les bilans de masse obtenus peuvent être considérés comme fiables.

Pour le PAG, comme nous avons pu le voir précédemment, le calcul des surfaces peut être considéré comme fiable ; les principales sources d'erreur viennent des incertitudes sur les datations par lichenométrie et sur l'estimation du volume des glaciers.

Dans son travail de DEA, Jean Emmanuel Sicart [1997] a réalisé des calculs d'incertitude sur le calcul du bilan de masse en fonction du pas d'hypsométrie choisi pour la reconstitution du volume du glacier. Les écarts qu'il obtient sur les bilans étant inférieurs à la dizaine de centimètres équivalent d'eau, il en conclut que le choix du pas de l'hypsométrie (entre 50, 100 et 200 m) n'a pas un rôle significatif. Pour les glaciers boliviens, la reconstruction de leur volume a été effectuée en considérant un pas hypsométrique de 20 m pour l'ensemble des glaciers.

L'influence de l'incertitude dans les datations des moraines sur le calcul de bilan moyen par période est, elle aussi, très réduite, lorsque les calculs portent sur de longues périodes de temps (supérieures au siècle), comme c'est le cas de la période définie par les moraines M1 et M9, M1-actuel ou M9-actuel. Elle est au maximum de cinq centimètres d'équivalent eau pour la période la plus courte, M9-actuel.

3.4. Moyens d'interprétation paléoclimatique

Interpréter les variations glaciaires d'un point de vue paléoclimatique nécessite de connaître les interactions entre le glacier et l'atmosphère, et plus particulièrement entre les variables caractéristiques des glaciers que sont : le bilan de masse, l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA), et les paramètres climatiques qui régissent leurs variations : la température, les précipitations, le bilan radiatif, l'humidité ou encore la nébulosité.

Sur la base de modèles reliant l'ensemble de ces paramètres et connaissant les variations temporelles du bilan de masse glaciaire et/ou de l'altitude de la ligne d'équilibre, il est possible d'envisager différents scénarios de conditions climatiques qui ont engendré ces variations.

Le modèle développé par Kuhn dans les Alpes [1989], permettant de caractériser la réponse de la ELA aux fluctuations climatiques, sert de référence dans ce domaine. Il a été utilisé dans plusieurs études portant sur le dernier maximum glaciaire [par exemple : Klein *et al.*, 1995, 1999]. Kaser [1997, 2001] a proposé une adaptation du modèle de Kuhn pour la zone intertropicale.

J'ai testé ces deux modèles afin de comparer les résultats obtenus et fonder différents scénarios d'évolution climatique basés sur la variation temporelle de la ELA.

Hastenrath [1984] propose une analyse de sensibilité des bilans de masse à certains paramètres climatiques, comme la température, la nébulosité et l'humidité. J'ai pu réaliser ce type d'analyse sur les bilans de masse reconstitués pour le PAG et le 20^{ème} siècle et comparer les résultats obtenus avec ceux issus des reconstructions de ligne d'équilibre.

Enfin, Allison et Kruss [1977] ont développé un modèle consistant à étudier la réaction du glacier à un changement de son bilan de masse, basé sur la modélisation de la ligne d'écoulement centrale du glacier en fonction du temps. Connaissant les proportions du glacier à deux instants donnés, il est possible de calculer la variation du bilan de masse nécessaire pour faire passer le glacier d'un état à l'autre. En raison du manque de certaines données d'entrée de ce modèle pour les glaciers boliviens (notamment la forme du lit rocheux sous le glacier), je n'ai pu utiliser ce modèle. Il sera néanmoins décrit rapidement à la fin de cette partie.

Contrairement à ces approches physiques qui s'appuient sur les processus d'interaction glacier/climat, une autre approche, plutôt empirique, basée sur les observations, a été développée au Laboratoire de Glaciologie (LGGE) à Grenoble. Elle a été utilisée sur les glaciers alpins dans plusieurs travaux de DEA [Cotte, 1994 ; Sicart, 1997]. Afin de confronter les résultats de ces diverses approches, j'ai aussi appliqué cette méthode aux glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie.

3.4.1. Modèle de Kuhn [1989]

Il ne s'agit pas ici de reprendre la méthodologie utilisée par Kuhn [1989] pour formuler son modèle, mais de la présenter rapidement pour introduire celui-ci. Celui-ci vise à traduire un changement de l'altitude de la ligne d'équilibre en un changement de température, de précipitations et de radiation nette.

Pour établir une relation quantitative entre l'altitude de la ligne d'équilibre et les fluctuations des paramètres climatiques, Kuhn explicite dans un premier temps chaque composant du bilan de masse glaciaire et du bilan d'énergie de surface. Son modèle est conçu pour des moyennes saisonnières. Kuhn utilise la température de l'air et la radiation nette comme des variables indépendantes. Considérant l'accumulation comme une autre variable indépendante, le modèle peut être utilisé pour évaluer l'ajustement de l'altitude de la ligne d'équilibre à une variation de l'une de ces variables. A l'inverse, comme c'est le cas ici, connaissant la variation de l'altitude de la ligne d'équilibre au cours du temps, il est possible de voir à quel changement des paramètres climatiques, elle correspond.

Les gradients, de température $\partial T_a / \partial z$ et d'accumulation $\partial c / \partial z$, utilisés dans le modèle, ont été recalculés sur la base des données des stations météorologiques du Glacier Zongo [Soruco *et al.*, 2005] en estimant que les précipitations mesurées par les pluviomètres totalisateurs reflètent l'accumulation sur le glacier [Rabatel et Mendoza, 2004]. On considère donc un gradient de température de $-0,006^\circ\text{C m}^{-1}$ et d'accumulation de $0,0003 \text{ m m}^{-1}$ (cf. tableaux 3.5. et 3.6.)

Le gradient de radiation nette peut être considéré comme nul dans l'intervalle de variation de la ligne d'équilibre [Kuhn, 1989]

Tableau 3.5. : Température moyenne annuelle et gradient de température correspondant, pour deux stations du bassin versant du Glacier Zongo, Cordillère Royale. La légère tendance à la diminution du gradient de température au cours de la période considérée, est principalement due aux mesures réalisées à 5165 m. Il s'agit vraisemblablement d'un artéfact causé par le changement du capteur en 2001 ; les valeurs sont systématiquement plus faibles à 5165 m après cette date, ce n'est pas le cas à 4750 m d'altitude. On note la forte hausse de la température moyenne annuelle pendant l'année El Niño 1997-98.

Année	Mevis (4750 m)	Hobo (5165m)	Gradient T ($^\circ\text{C}/100\text{m}$)
1995/1996	1,94	-0,85	-0,67
1996/1997	1,44	-1,27	-0,65
1997/1998	2,93	0,59	-0,56
1998/1999	1,65	-0,92	-0,62
1999/2000	1,41	-1,13	-0,61
2000/2001	1,54	-0,86	-0,58
2001/2002	1,69	-0,6	-0,55
2002/2003	1,83	-0,4	-0,54
2003/2004	1,76	-0,48	-0,54
Moyenne	1,80	-0,66	-0,60

Tableau 3.6. : Précipitations moyennes annuelles enregistrées par 5 pluviomètres totalisateurs du bassin versant du Glacier Zongo, Cordillère Royale. Les deux dernières colonnes présentent respectivement le coefficient de détermination de la relation précipitation – altitude et le gradient mesuré.

Année	P2 (5080 m)	P3 (4945 m)	P4 (4860 m)	P5 (4855 m)	P8 (4750 m)	r ²	Gradient P (m m ⁻¹)
1996/1997	1110	1000	1050	1045	1070	0,09	0,0001
1997/1998	870	800	775	795	780	0,80	0,0003
1998/1999	950	910	900	940	950	0,00	0,0000
1999/2000	1080	937	880	912	925	0,66	0,0005
2000/2001	1274	1200	1105	1175	1166	0,59	0,0003
2001/2002	1002	892	873	885	878	0,75	0,0004
2002/2003	1100	970	1020	1010	985	0,52	0,0003
2003/2004	1040	1005	938	960	918	0,94	0,0004
Moyenne	1053	964	943	965	959	0,68	0,0003

La variation d'altitude de la ligne d'équilibre s'exprime alors dans ces termes :

$$\Delta ELA = \frac{\frac{\tau}{L}(\Delta Q_r + \alpha \Delta T_a) - \Delta c}{\frac{\partial c}{\partial z} - \frac{\tau}{L} \left(\frac{\partial Q_r}{\partial z} + \alpha \frac{\partial T_a}{\partial z} \right)} \quad (3)$$

Avec :

- ΔELA = variation de la ligne d'équilibre entre deux stades donnés.
- $\partial T_a / \partial z = -0,006 \text{ °C m}^{-1}$, le gradient de température de l'air.
- $\partial Q_r / \partial z = 0$, le gradient de radiation nette.
- $\partial c / \partial z = 0,0003 \text{ m m}^{-1}$, le gradient d'accumulation.
- ΔT_a = variable (en °C), la variation de température entre les deux stades.
- ΔQ_r = variable (en MJ jour⁻¹ m⁻²), la variation de la radiation nette entre les deux stades.
- Δc = variable (en m m⁻¹), la variation de l'accumulation entre les deux stades.
- $\alpha = 1,7$, un coefficient de transfert des flux turbulents en chaleur sensible.
- τ = variable (en jour), la durée de la saison d'ablation.
- $L = 0,334 \text{ MJ kg}^{-1}$, chaleur latente de fusion.

Le paramètre τ permet de faire varier la période d'ablation. Sur les glaciers boliviens, l'ablation a lieu toute l'année mais n'est pas homogène. Durant la période estivale la fusion entraîne une ablation importante, alors que pendant la période hivernale l'ablation se fait essentiellement sous forme de sublimation, elle est donc limitée (cf. 5.1.1.1.). Cette variation saisonnière de l'ablation ne peut être prise en compte, par conséquent utiliser une valeur de τ égale à 365 jours tend à surestimer l'ablation et donc les précipitations reconstitués. J'ai testé plusieurs durées, 180, 242 et 365 jours, pour ne finalement que retenir la valeur de 180 jours (cf. 5.2.1.1.).

3.4.2. Modèle de Kaser [2001]

Dans une étude sur les relations glacier-climat aux basses latitudes, Kaser [2001] propose une modélisation du profil vertical du bilan de masse pour les glaciers tropicaux ainsi qu'un modèle traduisant les variations de la ELA en fonction des variations de certains paramètres climatiques. Kaser se base sur les travaux de Kuhn [1989] en considérant spécifiquement les conditions climatiques et le fonctionnement des glaciers de la zone intertropicale.

Comme pour le modèle de Kuhn, les valeurs des gradients de température et d'accumulation sont ceux mesurés en Bolivie (cf. tableaux 3.5. et 3.6.)

Concernant l'interprétation des variations de la ligne d'équilibre en terme climatique, il aboutit à l'équation suivante [Kaser, 1997, 2001] :

$$\frac{\partial c}{\partial z} \Delta_{ELA} + \Delta c = F_r \left\{ G(1-\alpha) + C_s \left(\frac{\partial T_a}{\partial z} \Delta_{ELA} + \Delta T_a \right) + C_R \Delta T_a \right\} \quad (4)$$

où, F , caractérisant la contribution de la fusion et de la sublimation dans l'ablation, est donné par :

$$F = \frac{1-f}{L_M} + \frac{f}{L_S} \quad (5)$$

et :

$$f = \frac{Q_L}{Q_M + Q_L} \quad (6)$$

Avec :

- Δ_{ELA} = variation de la ligne d'équilibre entre deux stades donnés.
- $\partial c / \partial z = 0,0003 \text{ m m}^{-1}$, le gradient de précipitation.
- Δc = variable (en m m^{-1}), la variation de l'accumulation entre les deux stades.
- $\partial T_a / \partial z = -0,006 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$, le gradient de température de l'air.
- ΔT_a = variable (en $^\circ\text{C}$), la variation de température entre les deux stades.
- $C_S = 1,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1} \text{ K}^{-1}$, coefficient de transfert de chaleur.
- $C_R = 0,28 \text{ MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1} \text{ K}^{-1}$, coefficient de transfert de chaleur.
- $G(1-\alpha)$ = radiation nette.
- $L_M = 0,334 \text{ MJ kg}^{-1}$, chaleur latente de fusion.
- $L_S = 2,835 \text{ MJ kg}^{-1}$, chaleur latente de sublimation.
- Q_L = flux de chaleur consommée par la sublimation.
- Q_M = flux de chaleur consommé par la fusion.

Un des intérêts de cette adaptation du modèle de Kaser réside dans le fait de pouvoir prendre en compte, par le biais de la fonction F , la part de la contribution de la fusion et de la sublimation dans l'ablation. Kaser [2001] considère pour les latitudes tempérées que $f = 0,2$, c'est-à-dire que le flux de chaleur consommé pour la sublimation représente 20% de l'ensemble des flux consommés par l'ablation. Il ajoute que f est nul pour la zone équatoriale (inner-tropics dans [Kaser, 2001]), puisque l'humidité constante empêche toute sublimation, et qu'il prend la valeur de 1 pour la zone subtropicale où la sublimation est le seul processus d'ablation. Pour la Bolivie, j'ai considéré les valeurs des flux de chaleur consommés par la fusion et la sublimation mesurés grâce aux stations météorologiques localisées sur le Glacier du Zongo [Sicart *et al.*, 2005]. Dans le calcul de f , Q_L et Q_M correspondent respectivement aux valeurs : LE et Sum présentées dans le tableau 2 de l'article de Sicart *et al.* [2005]. On obtient $f = 0,49$, ce qui traduit le fait que 49% de l'ensemble des flux consommés par l'ablation sont utilisés pour sublimer de la masse.

3.4.3. Approche utilisée par Stefan Hastenrath [1984]

Sur la base des mesures réalisées sur le Glacier Lewis au Mont Kenya, Hastenrath présente en 1984 une analyse de sensibilité des glaciers de la zone intertropicale à certains paramètres climatiques (température, humidité, nébulosité). Appliquée aux glaciers africains [Hastenrath et Kruss, 1992], puis péruviens [Hastenrath et Ames, 1995], cette analyse permet d'interpréter une variation de bilan de masse au cours du temps en une quantité d'énergie correspondante. En considérant que cette énergie est entièrement utilisée par la fusion à la surface du glacier (c'est-à-dire en négligeant la sublimation), les auteurs calculent alors les variations des paramètres climatiques nécessaires à la production d'une telle quantité d'énergie. Ces paramètres sont considérés comme indépendants, ce qui est une vue de l'esprit, étant donné leur caractère lié.

Ainsi un bilan d'énergie négatif pour une période de temps se traduit par un surplus d'énergie à la surface du glacier qui peut correspondre à :

- Une diminution de la nébulosité engendrant une hausse du rayonnement solaire incident ;
- Une hausse de la température de l'air associée à une augmentation du flux de chaleur sensible vers la surface du glacier ;
- Une augmentation de l'humidité favorisant la fonte plutôt que la sublimation ;
- Une variation combinée de ces paramètres.

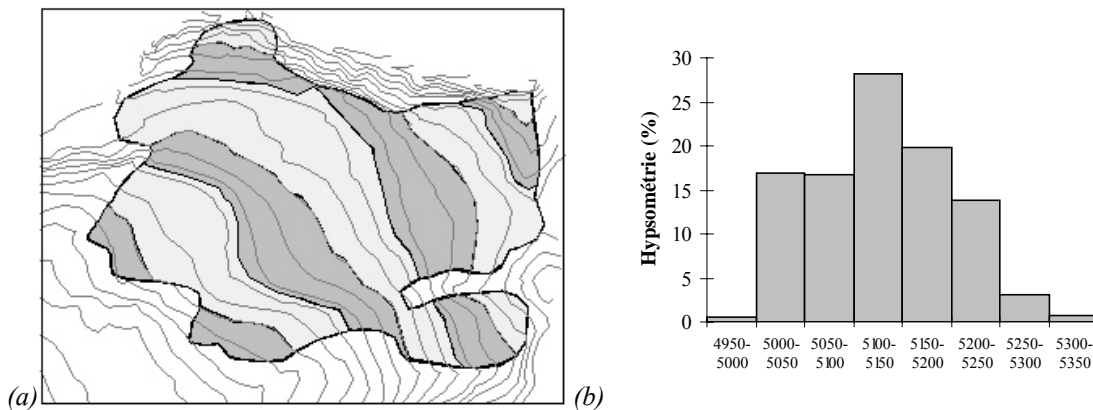
3.4.4. Approche LGGE

Cette méthode a été utilisée dans divers travaux de recherche d'étudiants de DEA du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) de Grenoble, d'où son nom. Ni ces travaux [par exemple : Cotte, 1994 ; Sicart, 1997], ni la méthode n'ont fait l'objet de publication.

Cette méthode vise, elle aussi, à dériver une information climatique de l'étendue des glaciers à une période donnée. Elle s'appuie sur la reconstruction de la géométrie des glaciers, correspondant à leur extension maximale, établie sur la base des moraines ou de documents historiques et sur la fonction bilan/altitude permettant, dans l'hypothèse où l'extension maximale du glacier correspond à l'état d'équilibre, d'atteindre cet état [Sicart, 1997].

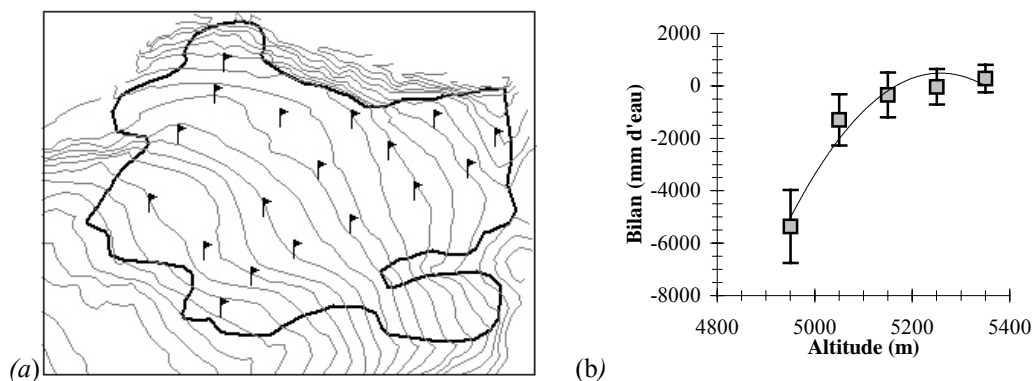
La première étape consiste à reconstituer l'hypsographie du glacier pour l'état actuel ainsi que pour son extension maximale du PAG (cf. figure 3.8.)

Figure 3.8. : (a) Hypsographie du Glacier Sud du Charquini pour le contour actuel (1997) calculée au pas de 50 mètres. (b) histogramme de répartition des surfaces.



Ensuite, sur la base des mesures de bilan de masse réalisées actuellement sur les glaciers, on établit la courbe de bilan en fonction de l'altitude que l'on note $f(b_0)$ (cf. figure 3.9.).

Figure 3.9. : (a) Réseau de balises pour la mesure du bilan de masse sur le Glacier Sud du Charquini. (b) Exemple de fonction bilan-altitude : $f(b_0)$, obtenue à partir des mesures des balises.



En combinant cette courbe à l'hypsographie du glacier, on peut calculer le débit de glace en fonction de l'altitude. Pour ce faire, on considère l'équation de continuité de la masse de glace stipulant que la quantité de glace s'écoulant à travers une section transversale augmente régulièrement de zéro à la tête du glacier (la rimaye) jusqu'à un maximum à la ligne d'équilibre, et diminue ensuite jusqu'à s'annuler au niveau du front, quand le glacier est à l'état d'équilibre (hypothèse de départ).

Si l'état d'équilibre est effectivement satisfait, l'application de la fonction bilan/altitude notée $f(b_0)$ à une hypsographie donnée doit annuler le débit de glace au niveau du front. Dans le cas contraire, il est alors possible d'ajuster la courbe de bilan $f(b_0)$ pour satisfaire cette condition par translation de celle-ci parallèlement à l'axe des bilans. Ainsi, pour une hypsographie donnée, on obtient la fonction bilan/altitude qui annule le débit au front du glacier notée $f(b)$. La différence entre les deux fonctions : $f(b)-f(b_0)$ correspond à la correction de bilan spécifique, notée C , qu'il faut appliquer à l'ensemble du glacier pour obtenir un débit nul au front. Cette correction peut se calculer directement en divisant le débit (en valeur absolue) obtenu au niveau du front avec la fonction $f(b_0)$, par la surface totale du glacier.

Pour le contour actuel des glaciers, cette correction C est caractéristique du glacier étudié.

Pour le contour PAG, cette correction notée C' est caractéristique à la fois du glacier, mais aussi de l'écart par rapport à l'état climatique actuel.

Ainsi, la différence entre la correction C pour le contour actuel et la correction C' pour le contour PAG permet de rendre compte de la variation de bilan entre les deux stades.

Connaissant cette variation de bilan, il est alors possible d'émettre des hypothèses sur les conditions climatiques régnant lors du maximum du PAG et ayant engendré une telle différence de bilan.

3.4.5. Modèle d'Allison et Kruss

L'approche utilisée d'abord par Allison et Kruss [1977] pour les glaciers d'Irian Jaya en Indonésie, puis par Kruss [1983] et Hastenrath et Kruss [1992] pour les glaciers du Kenya (cf. 1.1.2.) consiste à modéliser la ligne d'écoulement centrale du glacier en fonction du temps. Elle combine à la fois un modèle de glissement du glacier (basé sur celui de Budd [1975]), un modèle de déformation (basé sur celui de Budd et Jensen [1975]), dans lequel la formulation de l'équation de continuité permet de prendre directement en compte la largeur du glacier en surface, l'aire et la vitesse moyenne de la section transversale. Le bilan de masse du glacier est exprimé dans le modèle comme une fonction de l'altitude.

Le bilan de masse du glacier est artificiellement augmenté de manière itérative par une routine afin de trouver la valeur nécessaire pour permettre au glacier de croître et d'atteindre l'état d'équilibre dont atteste la moraine la plus externe (PAG dans notre cas). Une fois l'état

d'équilibre atteint, une perturbation est appliquée au bilan et la réponse du glacier à celle-ci est suivie.

La philosophie de cette approche rappelle celle de la méthode LGGE : il s'agit de faire varier le bilan de masse du glacier afin que celui-ci remplisse les moraines qu'il a érigées au PAG. L'approche d'Allison et Kruss est néanmoins plus physique.

L'application de ce modèle nécessite de connaître la forme du lit rocheux sous le glacier. Celle-ci étant inconnue pour les glaciers pris en compte dans cette étude, je n'ai pu tester ce modèle.

3.5. Conclusion

De par leur mode de fonctionnement, les glaciers constituent de très bons indicateurs du climat. Les moraines, qui attestent de leur extension passée, peuvent donc servir de base à une reconstitution paléoclimatique, pourvu que l'on puisse, d'une part, les dater, d'autre part, reconstruire à partir de celles-ci l'évolution de paramètres glaciologiques (bilan de masse, ELA), et enfin, que l'on connaisse la relation glacier – climat pour la zone d'étude considérée.

Pour la datation des moraines dans les massifs intertropicaux, en raison de l'absence de documents historiques, de l'impossibilité de faire de la dendrochronologie et de l'imprécision des datations au carbone 14 pour une période aussi récente que le PAG, la lichenométrie s'avère être la méthode la plus adaptée. En outre, les résultats d'études précédentes [Solomina *et al.*, sous presse] menées au Pérou ont montré la pertinence de l'utilisation de cette méthode en zone intertropicale. Une des nouveautés apportées par le présent travail est le mode de traitement statistique des données lichenométriques, basé sur la théorie des valeurs extrêmes, qui permet de modéliser la distribution des mesures du diamètre des plus gros lichens pris en compte pour dater les moraines.

Une fois datées, les moraines ont servi de base à la reconstruction de l'évolution des glaciers au cours du temps : variations de surface, d'altitude de la ligne d'équilibre (méthode de l'AAR), de volume (en redessinant les courbes de niveau) et de bilan de masse (méthode volumétrique).

L'utilisation de modèles reliant ces paramètres glaciologiques aux paramètres climatiques (température, précipitations, bilan radiatif...), tels ceux de Kuhn, de Kaser ou encore l'approche LGGE, permet de retracer et de quantifier les variations du climat au cours du temps.

Les renseignements paléoclimatiques, issus des carottages glaciaires réalisés sur des calottes et sommets tropicaux proches de notre zone d'étude comme le Quelccaya [Thompson *et al.*, 1985, 1986], le Sajama [Thompson *et al.*, 1998] ou l'Illimani [Hoffmann *et al.*, 2003 ; Ramirez *et al.*, 2003], offrent un moyen de comparaison et permettent de contraindre nos reconstitutions.

Chapitre 4

Chronologie et reconstruction des fluctuations glaciaires depuis le maximum du Petit Age Glaciaire

Ce chapitre présente les résultats obtenus pour la datation des moraines et les reconstructions de longueur, surface, altitude de ligne d'équilibre (ELA), volume et bilan de masse, réalisées selon les méthodes présentées dans le chapitre précédent. L'analyse des données exposée dans ce chapitre consistera d'abord à décrire des résultats, c'est-à-dire la chronologie et les variations des paramètres glaciaires. On testera ensuite leur pertinence en les comparant avec les résultats d'autres études réalisées dans la zone intertropicale et plus particulièrement dans d'autres massifs montagneux des Andes centrales. Leur interprétation paléoclimatique sera abordée dans le chapitre suivant.

Ces résultats ont fait l'objet de trois publications, deux « sous-presse » et une en cours de révision :

- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou et D. Grancher. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Géoscience de l'Académie des Sciences*, sous presse.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou et V. Jomelli. Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology*, sous presse.
- Rabatel, A., V. Jomelli, B. Francou et P. Naveau. The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) from dating moraines by lichenometry: implication for a climate reconstruction. *Quaternary Research*, soumis.

Les articles à paraître dans les *Comptes Rendus Géoscience de l'Académie des Sciences* (CRAS Géoscience) et dans le *Journal of Glaciology* (JOG) se concentrent sur les cinq glaciers du Charquini dans la mesure où ce sont les glaciers pour lesquels les données sont les plus complètes. Le CRAS Géoscience présente la chronologie du PAG obtenue pour ces cinq glaciers par lichenométrie, tandis que dans le JOG, ce sont les reconstructions des glaciers en terme de surface, ELA, volume et bilan de masse depuis le maximum du PAG jusqu'à la fin du 20^{ème}

siècle qui sont présentées. Dans chacun de ces deux articles, à partir des résultats obtenus et du fonctionnement des glaciers tropicaux, les causes possibles de l'évolution des glaciers au cours du PAG et du 20^{ème} siècles sont abordées.

Dans l'article soumis à *Quaternary Research*, sur la base de l'ensemble des datations obtenues par lichenométrie sur tous les glaciers où il a été possible de dater les moraines, on montre dans quelles mesures la chronologie et les conclusions quant à l'évolution des glaciers depuis le maximum du PAG, présentées pour les glaciers du Charquini dans le CRAS Géoscience et le JOG, peuvent être étendues à l'ensemble de la Cordillère Orientale de Bolivie.

4.1. Description morphologique

Sur les marges proglaciaires de la Cordillère Orientale de Bolivie, on peut facilement repérer 10 moraines principales. Ceci est vrai pour les quinze glaciers sélectionnés dans le cadre de cette thèse, mais aussi pour la quasi-totalité des glaciers de la Cordillère. J'ai pu établir ce constat en me basant sur mes propres observations, mais aussi à partir des photographies aériennes, couvrant la Cordillère Orientale, disponibles à l'IGM.

En plus de ces 10 moraines principales, il est possible de retrouver, sur de nombreuses marges proglaciaires, une multitude de cordons, rarement continus, de quelques dizaines de centimètres de haut au maximum. Il s'agit de moraines « annuelles » constituées en majeure partie de matériaux fins provenant de l'abrasion du lit rocheux sous le glacier. Ces moraines ne sont présentes que lorsque la topographie est favorable à leur mise en place par le glacier, c'est-à-dire une pente faible et une quantité suffisante de matériaux mobilisables. Comme je l'ai souligné dans le second chapitre, bien que j'ai pu réaliser des mesures spécifiques sur ces cordons (topographie, granulométrie), je n'entrerai pas davantage dans les détails dans le cadre de cette thèse.

Concernant les 10 moraines principales, en partant de l'hypothèse d'un taux de transport de matériaux par le glacier constant dans le temps, une étude morphologique basée sur leur hauteur et leur forme m'a permis d'en distinguer deux types :

- 1) Les moraines mises en place lors des phases d'avancée ou de stagnation du front supérieures à quelques années ;
- 2) Les moraines mises en place pendant des périodes « d'arrêt du front » dans un contexte de retrait glaciaire.

Les moraines du premier type sont d'une hauteur plurimétrique (en zone frontale), composées des matériaux les plus gros et en général continues sur l'ensemble de la marge proglaciaire. Le fait que certaines moraines remanient un ou plusieurs cordons en aval prouve qu'elles ont effectivement été établies lors de phases d'avancée des fronts glaciaires. C'est le cas de moraines sur plusieurs marges proglaciaires, dont celles des glaciers Sud et Sud-est du Charquini.

A l'intérieur de cette première catégorie, on peut distinguer les moraines attestant de l'extension maximale des glaciers au cours du PAG, notamment sur les glaciers Sud du Charquini et Jankhu Uyu, dans lesquelles des morceaux de tourbes remaniées ont pu être retrouvés (cf. 2.3.1.1. et 2.3.4.). En effet, ce remaniement de tourbières préexistantes atteste du fait qu'il s'agit de moraines de poussée que le glacier, à l'image d'un bulldozer, a érigées en raclant le substratum sur lequel il progressait.

Les moraines du second type sont d'une hauteur moindre (de l'ordre du mètre en zone frontale), rarement continues sur l'ensemble de la marge proglaciaire, et composées majoritairement de matériaux fins : les blocs y sont moins nombreux que sur les moraines de la première catégorie.

Cette étude morphologique permet de prendre en compte les trois premiers critères morphostratigraphiques retenus dans ce travail (cf. 3.1.2.). Le quatrième est la disposition des moraines sur la marge proglaciaire, c'est-à-dire la distance entre les cordons, le fait que les cordons en zone frontale se rattachent ou non à la même moraine latérale. En me basant sur l'ensemble de ces critères, j'ai pu établir une morphostratigraphie qui rend compte de la correspondance entre les moraines d'un glacier à l'autre.

Les dix moraines ont été numérotées de 1 à 10 en commençant par la plus éloignée des fronts actuels, c'est-à-dire la plus ancienne, celle qui atteste de l'étendue maximale des glaciers au cours du PAG.

Ainsi, la moraine M1 du glacier X correspond à la moraine M1 du glacier Y, à la moraine M1 du glacier Z et ainsi de suite pour chaque glacier et pour chaque moraine.

On suppose alors que d'un glacier à l'autre, les cordons portant le même numéro ont été mis en place suite à la même avancée glaciaire, c'est-à-dire à la même péjoration climatique. Cette hypothèse devra être validée par les datations lichenométriques.

La figure 4.1. présente un schéma résumant cette étude morphostratigraphique. La taille des cordons est proportionnelle à celle que l'on rencontre sur le terrain mais elle ne correspond pas à l'échelle indiquée. En revanche, l'espacement entre les moraines et leur disposition altitudinale sont à l'échelle indiquée et correspondent aux valeurs moyennes mesurées sur les cinq glaciers du Charquini.

Les moraines M1, M3 et M6 appartiennent à la première catégorie de moraines, elles ont été mises en place lors de périodes d'avancée. En effet, M1 atteste de l'extension maximale qui résulte nécessairement d'une avancée. M3 recouvre, sur de nombreuses marges proglaciaires, les cordons latéraux de la moraine M2, ne la laissant apparaître qu'en position frontale. Concernant M6, sa taille importante et ses cordons latéraux individualisés permettent de supposer qu'elle a été établie par une phase d'avancée qui est venue interrompre le retrait postérieur à M3.

J'ai aussi classé dans cette première catégorie les moraines M8 et M9 en raison de leur taille importante et de leurs cordons latéraux individualisés. En général, la moraine M9 est plus importante que la moraine M8. Ces deux moraines sont néanmoins de taille inférieure à M1, M3 et M6.

4.2. Chronologie du Petit Age Glaciaire dans la Cordillère Orientale de Bolivie

Comme présenté dans le chapitre 3, la lichenométrie a été choisie afin de dater les cordons morainiques présents sur les marges proglaciaires. En effet, les bons résultats obtenus avec cette technique, en Cordillère Blanche, par Olga Solomina et ses collaborateurs [Solomina *et al.*, sous presse] ont prouvé que cette méthode, largement acceptée et utilisée dans les pays scandinaves et anglo-saxons, était parfaitement adaptée aux massifs montagneux de la zone intertropicale. En outre, l'espèce de lichen la plus utilisée en lichenométrie, le *Rhizocarpon geographicum s.l.*, est présente sur l'ensemble des blocs composant les moraines des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie, à condition que la lithologie soit adaptée à son développement. Ainsi, comme mentionné au chapitre 2, les datations n'ont pas pu être réalisées sur les deux glaciers du massif du Condoriri – Pico Tarija (cf. 2.3.3.) en raison de la lithologie locale. On se trouve ici à l'ouest du contact tectonique entre le batholite granodioritique, à l'est, et les roches sédimentaires métamorphisées (essentiellement schisteuses), à l'ouest, non favorables à la colonisation par les lichens de l'espèce utilisée.

C'est donc sur un total de treize glaciers répartis entre la vallée d'Ichu Kota (site le plus au nord, ~16°S) et la Cordillère de Quimsa Cruz (site le plus au sud, ~17°S) que se base la chronologie présentée dans ce travail.

Les tableaux 4.1. (a) et (b) présentent la datation de chacune des moraines avec l'intervalle de confiance associé. Lorsqu'une moraine n'est pas datée, c'est qu'en raison de sa composition – matériaux fins, absence de blocs – aucun diamètre de thalle de lichen n'a pu être mesuré.

Ces résultats ont été obtenus avec la méthode de traitement statistique basée sur la théorie des valeurs extrêmes (méthode GEV), utilisée pour la première fois en lichenométrie. Ainsi, toute comparaison avec les résultats d'autres études lichenométriques doit être faite en tenant compte du fait que cette méthode, par le calcul de la valeur de diamètres de lichen à prendre en compte pour chaque moraine (le paramètre μ), donne des dates avec un écart moyen d'une quinzaine d'années par rapport aux méthodes classiques, du moins pour les sites considérés dans ce travail (cf. 3.2.1.5.). Les marges d'erreur obtenues varient entre 9 et 15 ans. Plus une moraine est ancienne, plus la marge d'erreur sur la date est élevée, en raison du fait que le point de calage le plus ancien est daté au carbone 14 et possède par conséquent une marge d'erreur intrinsèque qui est prise en compte dans le modèle utilisé.

Il est important de souligner que l'intégration de la méthode bayésienne, dans le modèle de traitement statistique des données lichenométriques, devrait permettre un meilleur calcul des marges d'erreur sur les datations (cf. 3.2.1.4.). Celles-ci risquent donc d'être légèrement différentes une fois que la prise en compte de la méthode bayésienne sera opérationnelle.

Tableau 4.1. (a) : Datations lichenométriques des dix principales moraines des glaciers d'Ichu Kota et du Charquini.

Moraine	Glaciers d'Ichu Kota			Glaciers du Charquini			
	Jankhu Uyu	Wila Lluxita	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest
1	1658±15	1662±15	1686±14	1664±14	1662±14	1663±14	1663±14
2	1704±12		1703±12		1700±12	1706±12	1700±12
3	1734±12	1732±12	1734±12	1736±12	1740±12	1740±12	1739±12
4	1756±10	1755±10	1765±10	1755±10	1758±10	1755±10	1755±10
5	1775±10	1775±10	1802±10		1767±10	1769±10	1763±10
6	1805±10		1808±10	1792±10	1794±10	1794±10	1791±10
7	1817±10		1825±10	1819±10	1817±10	1817±10	1815±10
8			1843±9	1849±9	1848±9	1847±9	1852±9
9	1869±9		1871±9	1868±9	1864±9	1870±9	1873±9
10	1908±9	1909±9	1912±9	1909±9	1905±9	1910±9	1907±9

(b) : Datations lichenométriques des dix principales moraines des glaciers de Huayna Potosi et de la Cordillère de Quimsa Cruz.

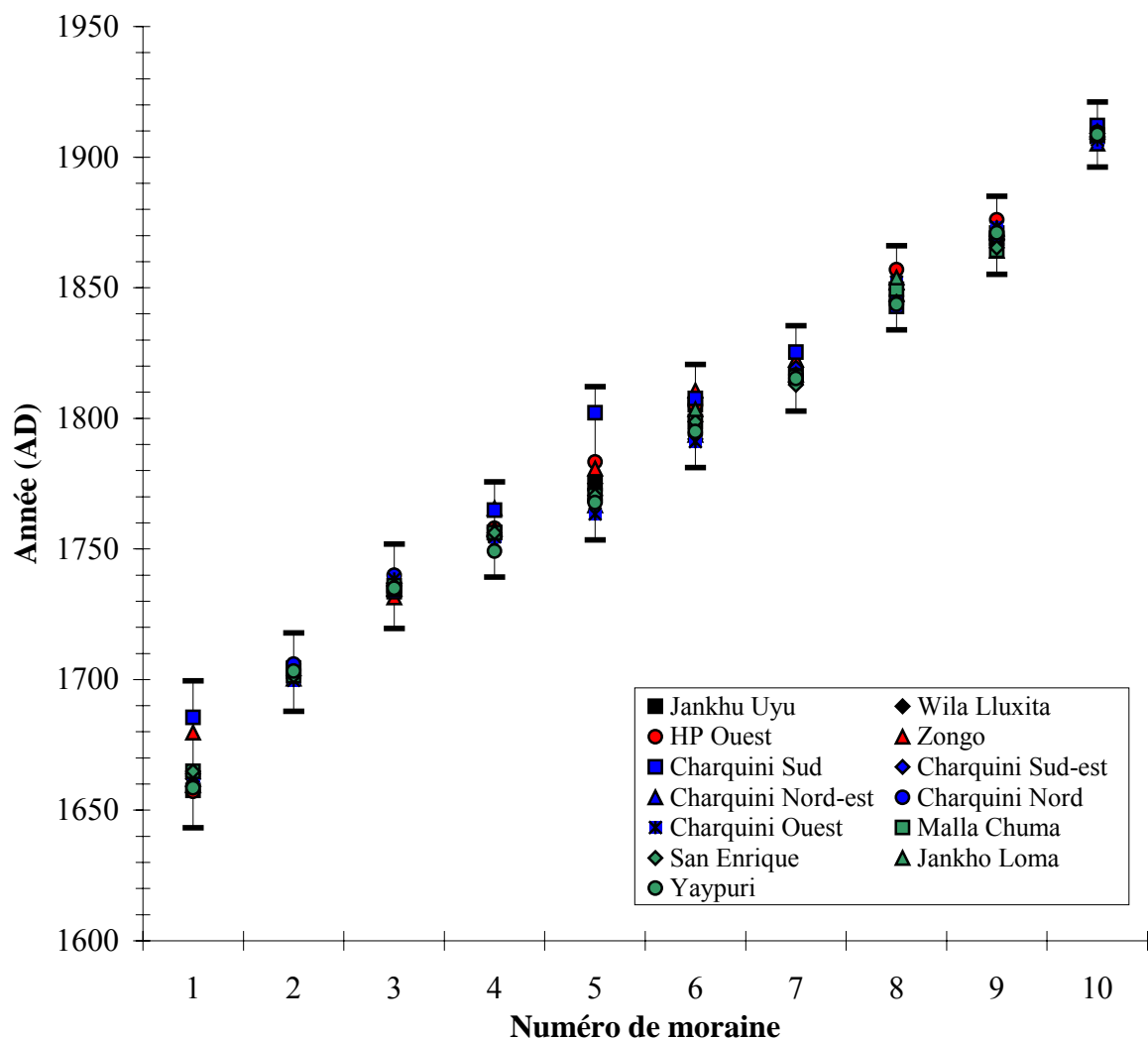
Moraine	Glaciers du Huayna Potosi		Glaciers de la Cordillère de Quimsa Cruz			
	HP Ouest	Zongo	Malla Chuma	San Enrique	Jankho Loma	Yaypuri
1	1657±15	1680±14	1665±14	1665±19	1660±14	1659±14
2	1704±12		1702±12	1702±12		1703±12
3	1734±12	1732±12	1736±12	1736±12	1735±12	1735±12
4	1758±10	1766±10	1756±10	1756±10		1749±10
5	1783±10	1781±10	1770±10	1770±10		1768±10
6	1805±10	1811±10	1799±10	1799±10	1804±10	1795±10
7		1822±10	1816±10	1813±10		1815±10
8	1857±9	1852±9	1849±9	1845±9	1854±9	1844±9
9	1876±9	1871±9	1864±9	1865±9	1873±9	1871±9
10		1911±9	1908±9		1910±9	1909±9

La figure 4.2. illustre graphiquement ces résultats. Les barres verticales représentent l'intervalle chronologique maximum trouvé pour chaque moraine et calculé à partir des dates extrêmes (min. et max.) et de leur marge d'erreur respective.

On note qu'il existe des recoupements entre les intervalles de datation totaux des stades morainiques dus en grande partie à la prise en compte des intervalles de confiance. Cela amène à se poser la question de l'appartenance d'une moraine à un stade plutôt qu'à un autre. Par exemple, la moraine M5 du Glacier Sud du Charquini pourrait aussi bien être classée avec les moraines M6 si on ne prenait en compte que les datations. Cependant, il faut garder à l'esprit la

morphostratigraphie qui a été présentée précédemment. C'est elle qui nous permet de dire avec certitude, dans le cas de l'exemple ci-dessus, que la moraine M5 du Glacier Sud du Charquini est placée dans le bon stade. A cet égard, la différence de datation qui est observée pour cette moraine par rapport à l'ensemble des autres moraines M5 vient de l'insuffisance de mesures lichenométriques sur ce cordon essentiellement composé d'une matrice fine ; sa datation ne sera donc pas prise en compte dans la chronologie.

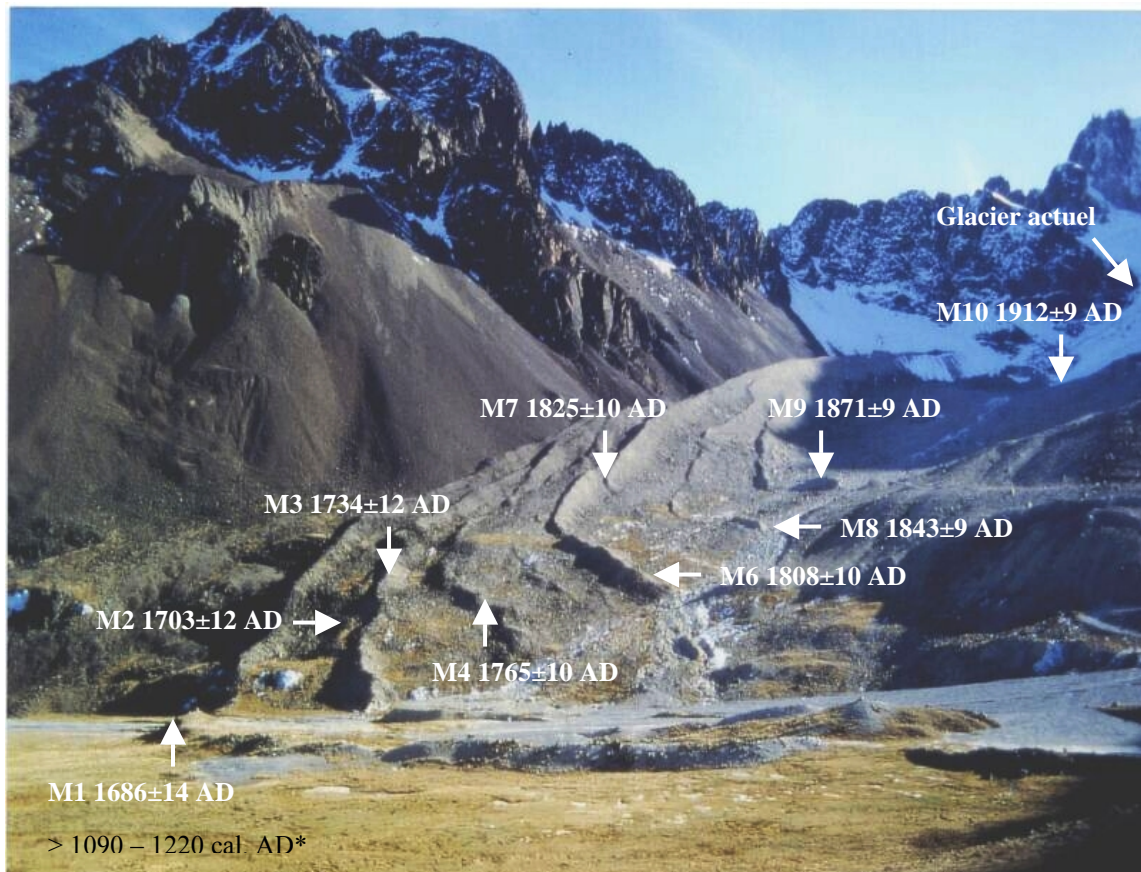
Figure 4.2. : Datations lichenométriques des 10 principales moraines de 13 glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie



Sur la figure 4.3., on retrouve la datation des 10 principaux stades morainiques du Glacier Sud du Charquini. En outre, cette photographie de la marge proglaciaire permet de se rendre compte de la morphologie des différentes moraines.

Figure 4.3. : Datations lichenométriques des 10 principales moraines du Glacier Sud du Charquini. Photo : V. Jomelli, 2002.

*= intervalle de datation au ^{14}C de morceaux d'une tourbière remaniée par l'avancée du glacier qui a mis en place la moraine M1 (cf.4.2.1.)



4.2.1. Le maximum du Petit Age Glaciaire en Bolivie

A partir des mesures lichenométriques faites sur l'ensemble des glaciers considérés dans ce travail, il est possible de dire que le maximum d'extension des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie au cours du Petit Age Glaciaire, représenté par l'importante moraine M1, est daté de la seconde moitié du 17^{ème} siècle. En considérant l'ensemble des datations obtenues pour cette moraine et leur intervalle de confiance, la date de ce maximum tombe dans l'intervalle 1642 – 1700 AD, la date moyenne étant 1665±8 AD (cf. tableaux 4.1. (a) et (b) et figure 4.2.). On admet que lorsque le glacier remplit complètement sa moraine, il est en équilibre avec les conditions climatiques. Il s'avère qu'il peut y avoir un décalage de quelques années dû au temps de réponse

des glaciers. On peut considérer a priori sans se tromper, que le fait de tenir compte des marges d'erreur données par les datations lichenométriques nous permet d'être sûr que le moment où le glacier a été à l'équilibre est pris en compte.

Pour onze des treize glaciers, le maximum est daté entre 1657 ± 15 AD et 1665 ± 14 AD. Seuls deux glaciers : le Glacier Zongo et le Glacier Sud du Charquini ont une datation plus tardive de leur maximum, respectivement 1680 ± 14 AD et 1686 ± 14 AD. Il est possible de mentionner plusieurs hypothèses pour expliquer ces différences :

- Le temps de réponse de glaciers pourrait être plus long que celui d'autres appareils. Cependant, ce temps de réponse est essentiellement fonction de la taille et de la pente moyenne du glacier, mais ces deux glaciers (Zongo et Charquini Sud) étant de taille très différente l'un de l'autre ($3,32 \text{ km}^2$ pour le Zongo et $1,22 \text{ km}^2$ pour le Glacier Sud du Charquini), cette hypothèse est peu convaincante ;
- Un « effet de site » aurait pu retarder leur avancée ou au contraire favoriser un stationnement plus long des glaciers dans les dimensions de leur phase d'extension maximale, permettant un apport continu de matériaux sur la moraine empêchant la colonisation des lichens ;
- Une insuffisance de l'échantillonnage des mesures lichenométriques pourrait avoir faussé le résultat.

Il est difficile de faire la part entre ces différentes hypothèses. Cependant, il faut souligner que les intervalles de confiance des datations de ces deux glaciers se recoupant largement avec ceux des autres glaciers (au moins 10 ans), la différence de dates entre les moraines M1 n'est donc pas significative.

Il est important de noter que ce maximum observé en Cordillère Orientale de Bolivie concorde avec les résultats obtenus par d'autres chercheurs au Pérou, notamment en Cordillère Blanche (cf. chapitre 1, paragraphe 1.1.1.2.). Ainsi, la moraine M1 des glaciers boliviens correspond aux moraines les plus récentes du stade Gueshque 1 de Rodbell [1992] daté de l'intervalle 1250–400 BP. Je rappelle cependant les réserves émises dans le 1^{er} chapitre sur la précision des dates obtenues par Rodbell, de même son stade Gueshque 1 inclut sans doute à la fois des moraines de l'extension des glaciers au 17^{ème} siècle mais aussi des moraines plus anciennes, comme celles repérées par Vincent Jomelli [communication personnelle] en Cordillère Blanche et datées du 14^{ème} siècle.

Comme souligné dans le chapitre 1, les résultats les plus intéressants sont ceux obtenus sur les glaciers de Cordillère Blanche (Pérou) par Solomina *et al.* [sous presse] et plus récemment par Vincent Jomelli [communication personnelle]. Solomina *et al.* datent l'extension maximale des glaciers de la période 1590 – 1720 AD. Même si cette étude a utilisé une méthode classique pour le traitement des données lichenométriques, on voit que les intervalles se recoupent largement et que les différences de datations que l'on peut observer ne sont pas significatives.

Dernièrement, les mesures faites par Vincent Jomelli [communication personnelle] viennent confirmer et préciser l'intervalle donné par Solomina *et al.* pour l'extension maximale du PAG

sur d'autres glaciers de la Cordillère Blanche : la moraine PAG la plus externe est ainsi à présent datée du milieu du 17^{ème} siècle.

En plus des mesures lichenométriques réalisées au Pérou, les datations au ¹⁴C faites en Bolivie concordent, là encore, avec mes résultats.

Les échantillons d'une tourbière, remaniée par l'avancée du glacier, qui ont été retrouvés dans la moraine M1 du Glacier Sud du Charquini (photo 2 p. 185), sont en accord avec cet intervalle de datation obtenu pour le maximum du PAG (1642 – 1700 AD). La datation au ¹⁴C réalisée à Gif-sur-Yvette attribue à ces morceaux de tourbe une date comprise entre 1090 et 1220 cal. AD (Gif-11869). On ne sait pas si les morceaux retrouvés dans la moraine correspondent à la base ou au sommet de la tourbière qui a été érodée par le glacier. On ne sait pas non plus où se trouvait cette tourbière, si ce n'est qu'elle était nécessairement en amont de la moraine actuelle. En revanche, ce qu'il est possible de dire avec certitude, c'est que le glacier en avançant pour former la moraine M1 a érodé une tourbière vieille de plus d'un demi-millénaire. Par conséquent, l'avancée maximale des glaciers au PAG qui a culminé avec M1 est nécessairement plus jeune que l'âge obtenu sur les morceaux de tourbe, ce qui est confirmé par les datations lichenométriques. En outre, on peut ajouter que cette avancée qui a érigé M1 a sans doute été la plus importante du dernier millénaire. En d'autres termes, cela signifie que les avancées des 13^{ème} et 14^{ème} siècles, documentées dans plusieurs massifs montagneux de la planète (cf. chapitre 1), ont été, si elles ont existé en Bolivie, d'une ampleur moindre à celle du 17^{ème} siècle.

Ces conclusions sont confirmées par d'autres datations au ¹⁴C obtenues sur plusieurs sites de la Cordillère Orientale de Bolivie. Ainsi, Gouze *et al.* [1986] datent le sommet de la tourbière recouverte par la moraine M1 du Glacier Jankhu Uyu (vallée d'Ichu Kota) de la période 1280 – 1610 cal. AD et sa base de 2470 – 2120 cal. BC ; la tourbière est continue. Cela signifie donc que la moraine M1 du Glacier Jankhu Uyu est nécessairement plus jeune que 1610 AD (la lichenométrie donne une datation concordante de 1658±15 AD) et qu'elle témoigne de l'avancée la plus importante des 4500 dernières années, soit la seconde moitié de l'Holocène.

Dans la vallée voisine de Palcoco, Seltzer [1992] date la base d'une tourbière située juste en aval de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG de 6860 – 6530 cal. BC, faisant, dans ce cas, de l'avancée maximale du PAG la plus importante des 9000 dernières années, soit la quasi totalité de l'Holocène.

Enfin, en Cordillère de Quimza Cruz, Regula Müller [1985] (cf. 1.1.1.3.) date la base d'une tourbière en aval de la moraine M1 du Glacier Yaypuri (cf. 2.3.5.) de l'intervalle 2420 – 2070 cal. BC. Cette tourbière est continue sur près de sept mètres d'épaisseur. Müller en conclut que les glaciers n'ont sans doute jamais dépassé les dimensions du maximum du PAG au cours de 4500 dernières années [Müller, 1985 p. 119].

4.2.2. Evolution postérieure au maximum du Petit Age Glaciaire

Après le maximum d'extension des glaciers de la seconde moitié du 17^{ème} siècle marqué par la moraine M1, la moraine M2, toujours très proche voire accolée à la moraine M1, est datée de la période 1688 – 1716 AD (en prenant en compte les datations de l'ensemble des moraines M2 et leur intervalle de confiance respectif). Contrairement à la moraine M1, les datations obtenues pour l'ensemble des moraines M2 sont très regroupées autour de la date moyenne de 1703±2 AD.

Morphologiquement, la petite taille de ces moraines M2 atteste du fait qu'elles ont été mises en place lors d'une période d'arrêt du front dans un processus de retrait. Ces moraines montrent en outre que les glaciers ont perduré depuis leur période d'extension maximale à une position avancée quasi correspondante à leur maximum, pendant plusieurs décennies.

Comme nous l'avons vu dans la section précédente (cf. 4.1.), la morphologie des moraines M3 et le fait que, sur plusieurs marges proglaciaires, elles remanient, au moins en partie, les cordons latéraux des moraines M2, montrent que celles-ci ont été mises en place à la suite d'une avancée qui a culminé durant la période 1720 – 1752 AD. Comme pour M2, les datations obtenues pour l'ensemble des moraines M3 sont très proches et regroupées autour de la date moyenne de 1735±3 AD.

Sur la seule base des moraines, il n'est malheureusement pas possible de quantifier l'ampleur du retrait entre le dépôt de la moraine M2 et le début de l'avancée qui a érigé M3.

Les moraines M3 étant très proches des moraines M1, l'extension des glaciers qu'elles représentent est quasiment similaire à celle des moraines M1. Par conséquent, quelle que soit l'ampleur du retrait entre M2 et M3, on peut penser que, pendant au plus un siècle, de 1642 – 1752 (intervalle maximum pour la datation des moraines M1 et M3 en considérant leurs intervalles de confiance respectifs), les glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie ont conservé une extension très importante et quasiment égale à celle de leur maximum.

La morphologie et la non-continuité des cordons morainiques M4 et M5 reflètent uniquement des périodes d'arrêt des fronts glaciaires dans un contexte plus global de retrait au cours de la seconde moitié du 18^{ème} siècle.

Les datations obtenues pour les moraines M4 et M5 permettent de dire qu'elles ont été déposées durant la période 1745 – 1775 AD et 1753 – 1793 AD respectivement (en prenant en compte les dates extrêmes et leur marge d'erreur respectives). Les dates moyennes sont 1757±4 AD pour M4 et 1772±6 AD pour M5.

Ce retrait au cours de la seconde moitié du 18^{ème} siècle a été interrompu par une avancée des glaciers ayant érigé les moraines M6, qui a culminé pendant la période 1781 – 1821 AD, avec comme date moyenne 1800±7 AD.

Là encore, il n'est pas possible sur la seule base des moraines de quantifier l'ampleur du retrait entre les moraines M5 et le début de l'avancée qui a mis en place les moraines M6. On peut tout de même dire que cette avancée qui culmina au tournant du 19^{ème} siècle n'a pas été très importante, dans la mesure où les moraines déposées lors de la seconde moitié du 18^{ème} siècle, c'est-à-dire M4 et M5, n'ont en aucun cas été remaniées.

Suite à cette période d'avancée, la première moitié du 19^{ème} siècle a été marquée par un retrait régulier. Les moraines M7 n'attestent que d'une courte période d'arrêt des fronts glaciaires. Elles sont datées de la période 1803 – 1835 AD (date moyenne : 1818±4 AD). De même, les moraines M8, de plus grande taille, qui attestent d'une période prolongée de stagnation des fronts, ont été déposées durant la période 1834 – 1866 AD (date moyenne 1849±4 AD).

Les moraines M9 marquent sans doute une légère réavancée des fronts glaciaires, ou du moins une période de stagnation assez longue, autour de 1870±4 AD (intervalle maximum 1853 – 1885 AD).

Enfin, les moraines M10, les plus proches des fronts glaciaires actuels, montrent la position des glaciers au début du 20^{ème} siècle. Les datations lichenométriques permettent d'établir qu'elles ont été déposées durant la période 1896 – 1921 AD (date moyenne 1910±2 AD).

Comme on l'a précédemment noté pour l'extension maximale des glaciers boliviens (moraine M1), on remarque que les datations obtenues pour les stades morainiques de la fin 18^{ème} – fin 19^{ème} siècle (les moraines M6 à M9 qui témoignent de superficies glaciaires plus réduites qu'au maximum du PAG), concordent avec celles obtenues par Solomina *et al.* [sous presse] sur les glaciers péruviens de la Cordillère Blanche. Les auteurs ont en effet daté de la période 1780 – 1880 AD un ensemble de cordons morainiques attestant d'une extension des glaciers d'importance très inférieure à celle qui correspond aux moraines mises en place lors du maximum du PAG.

Pour résumer, on retiendra que :

- L'extension des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie pendant le PAG a culminé au cours de la seconde moitié du 17^{ème} siècle ;
- Suite à ce maximum, les glaciers se sont maintenus dans une position avancée, quasi équivalente à leur maximum, jusqu'aux années 1730 – 1740 AD environ ;
- Le schéma général de l'évolution des glaciers boliviens à partir du milieu du 18^{ème} siècle est celui d'un retrait quasiment continu, entrecoupé de plus ou moins longues périodes d'arrêt des fronts glaciaires ou de légères réavancées (moraines M6 et M9) n'ayant jamais été assez conséquentes pour remanier les moraines déposées antérieurement.

4.2.3. Comparaison avec les données de Müller pour la Cordillère de Quimsa Cruz

Dans le premier chapitre, nous avons vu que, dans le cadre de sa thèse sur les glaciers de la Cordillère de Quimsa Cruz (cf. 1.1.1.3.), Regula Müller identifiait quatre cordons morainiques parmi le groupe de moraines le plus proche des fronts actuels. Ne disposant pas de courbe de calibrage de la relation diamètre des lichens – âge du dépôt, elle n’a pas pu les dater par lichenométrie. Elle a numéroté ces cordons de 1 à 4 en commençant par le plus proche des fronts actuels et a émis deux hypothèses par analogie avec les avancées des glaciers connues dans les Alpes : 1) le cordon numéro 1 correspond à une avancée du début du 20^{ème} siècle, 2) les cordons 2, 3 et 4 pourraient être associés aux moraines érigées dans les Alpes lors des avancées de 1890, 1850 et 1820 respectivement [Müller, 1985].

Parmi les glaciers que j’ai pris en compte dans cette cordillère, deux ont été étudiés par Müller : les glaciers Yaypuri et Jankho Loma, respectivement appelés Glacier Nord et Glacier Sud de la vallée d’Atoramachuma dans la thèse de Müller [1985]. Lors des campagnes de terrain réalisées sur ces glaciers et grâce aux datations lichenométriques, j’ai pu tester la validité de ces deux hypothèses :

- La moraine 1 de Müller correspond à la moraine numérotée M10 dans le présent travail. Les datations lichenométriques m’ont permis de la dater du début du 20^{ème} siècle (~1910). La première hypothèse de Müller est donc validée par la lichenométrie ;
- Les moraines 2, 3 et 4 de Müller ne sont pas successives sur les marges proglaciaires. En d’autres termes, Müller n’a considéré que les moraines les plus importantes en taille, ne tenant pas compte des cordons intermédiaires de petite taille. Ainsi, par rapport à ma numérotation, elles correspondent aux moraines M9, M6 et M3, datées respectivement de ~1870, ~1800 et ~1735 ; sa deuxième hypothèse n’est donc pas validée par la lichenométrie.

4.3. Variations des glaciers depuis le maximum du Petit Age Glaciaire

Plusieurs paramètres glaciaires – longueur, surface, altitude de la ligne d'équilibre, volume, bilan de masse – ont pu être reconstitués pour onze des quinze glaciers étudiés dans ce travail.

Comme mentionné dans le troisième chapitre (cf. 3.3.), ces reconstitutions n'ont été permises que grâce à la réalisation de cartographies précises des zones étudiées, établies par restitution photogrammétrique avec la collaboration d'Abraham Machaca de l'IGM [Machaca *et al.*, 2004]. La réalisation des quatre cartes au 1/10000 couvrant les quatre massifs de la Cordillère Royale, Charquini, Huayna Potosi, Condoriri – Tarija et Ichu Kota (cf. annexes 1 à 4), constitue un travail ayant nécessité plusieurs mois. Il ne fut pas possible de réaliser une cartographie équivalente pour les glaciers de la Cordillère de Quimsa Cruz car les paramètres de vols de clichés disponibles n'étaient pas connus.

4.3.1. Variations de longueur et de surface depuis le maximum du PAG

L'évolution de la longueur des glaciers pour chaque stade morainique du PAG et pour le 20^{ème} siècle est présentée dans le tableau 4.2. et illustrée par la figure 4.4.

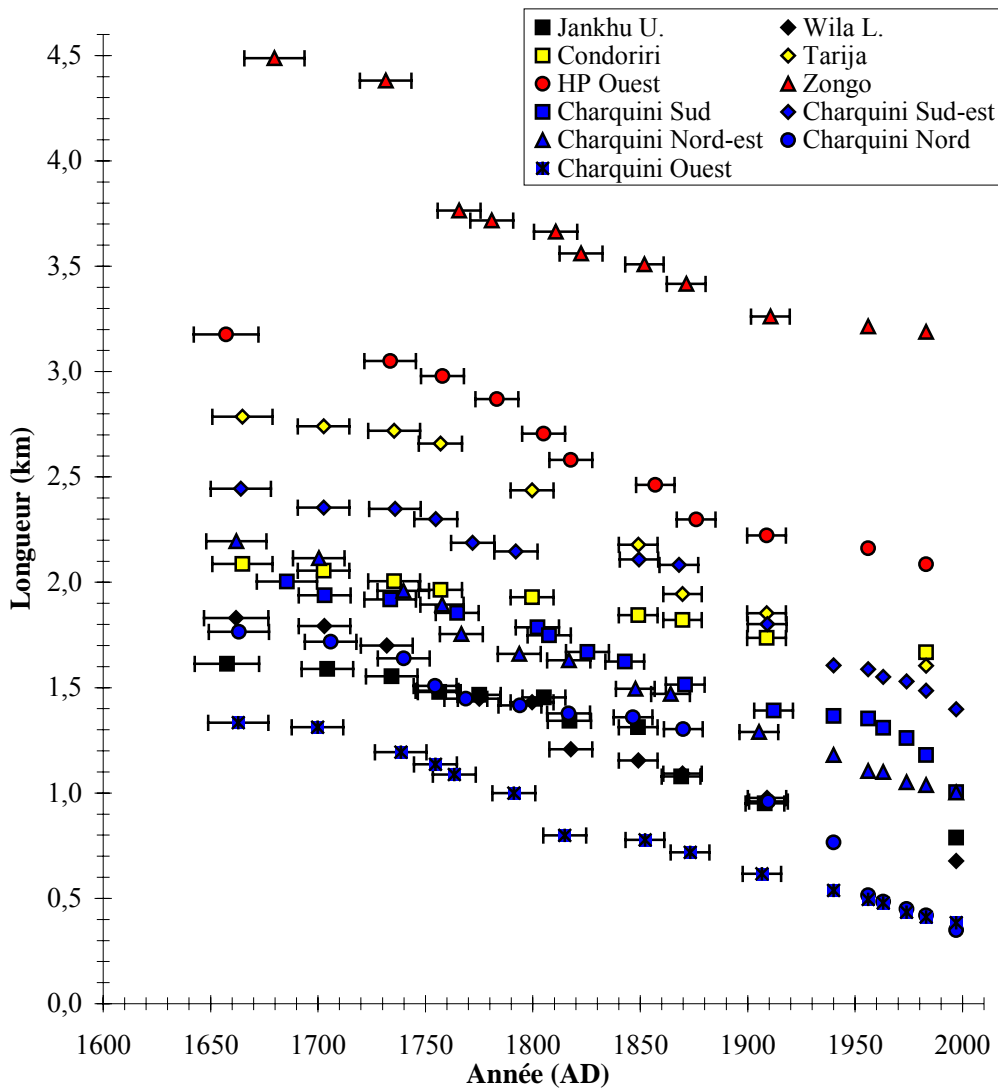
Tableau 4.2. : Evolution de la longueur des glaciers (km) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.

Moraine/ Photo	Ichu Kota		Condoriri		Huayna Potosi			Charquini			
	Jankhu U.	Wila L.	Condoriri	Tarija	Ouest	Zongo	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest
1	1,613	1,830	2,088	2,786	3,176	4,488	2,004	2,444	2,195	1,765	1,334
2	1,589	1,793	2,055	2,740			1,939	2,355	2,115	1,718	1,313
3	1,554	1,700	2,006	2,719	3,050	4,382	1,918	2,349	1,960	1,639	1,194
4	1,479	1,486	1,965	2,658	2,979	3,764	1,855	2,300	1,895	1,509	1,137
5	1,466	1,448			2,869	3,718	1,787	2,187	1,755	1,447	1,088
6	1,454	1,431	1,929	2,436	2,705	3,664	1,749	2,147	1,660	1,416	1,000
7	1,343	1,208			2,581	3,561	1,670		1,630	1,378	0,799
8	1,312	1,154	1,844	2,178	2,463	3,510	1,624	2,109	1,495	1,360	0,778
9	1,078	1,093	1,821	1,945	2,298	3,417	1,514	2,083	1,470	1,304	0,719
10	0,951	0,977	1,736	1,854	2,223	3,262	1,391	1,801	1,290	0,960	0,617
1940							1,365	1,605	1,180	0,765	0,538
1956					2,161	3,214	1,353	1,588	1,105	0,515	0,496
1963							1,310	1,551	1,100	0,485	0,479
1974							1,261	1,530	1,051	0,450	0,434
1983			1,668	1,604	2,086	3,189	1,181	1,485	1,037	0,420	0,412
1997	0,788	0,677					1,004	1,398	1,002	0,350	0,384

Entre la seconde moitié du 17^{ème} siècle, correspondant à l'étendue maximale des glaciers au cours du PAG, et la fin du 20^{ème} siècle (1983 ou 1997 selon les cas), les glaciers ont perdu en moyenne $62 \pm 12\%$ de leur longueur. Cela correspond à un recul moyen de 1052 ± 266 mètres.

La corrélation calculée (r^2) entre la perte de longueur et la taille initiale des glaciers donne des résultats non significatifs. En revanche, leur orientation explique 30% de la variance de la diminution des longueurs. Ce paramètre est donc plus influent que la longueur initiale du glacier. La morphologie du glacier et le site au sein duquel ces glaciers évoluent sont sans doute prépondérants pour expliquer leur variation de longueur.

Figure 4.4. : Evolution de la longueur des glaciers depuis leur maximum du PAG. Les barres d'erreur indiquent les intervalles de confiance des datations lichenométriques de chaque moraine. La très forte perte de longueur entre les stades morainiques M3 et M4 du Glacier du Zongo (le stade M2 n'étant pas représenté), correspond au franchissement d'un verrou rocheux de presque 200 mètres de hauteur.

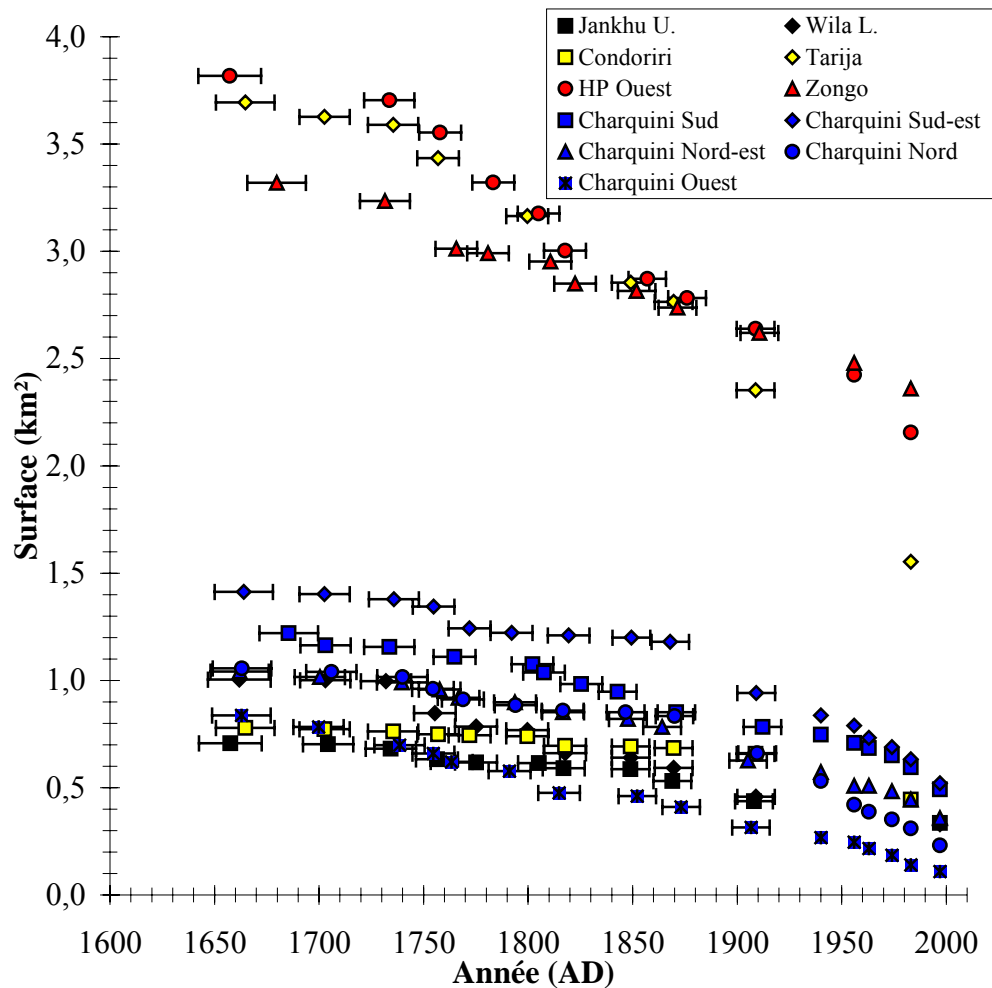


L'évolution de la surface des glaciers est présentée dans le tableau 4.3. et illustrée par la figure 4.5.

Tableau 4.3. : Evolution de la surface des glaciers (km²) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.

Moraine/ Photo	Ichu Kota		Condoriri		Huayna Potosi			Charquini			
	Jankhu U.	Wila L.	Condoriri	Tarija	Ouest	Zongo	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest
1	0,708	1,004	0,779	3,694	3,818	3,319	1,220	1,413	1,042	1,056	0,838
2	0,702	1,001	0,772	3,627			1,163	1,403	1,016	1,040	0,784
3	0,682	0,997	0,763	3,590	3,704	3,234	1,156	1,378	0,990	1,016	0,698
4	0,632	0,847	0,749	3,434	3,554	3,013	1,110	1,345	0,957	0,960	0,660
5	0,618	0,785	0,745		3,321	2,991	1,076	1,243	0,919	0,912	0,621
6	0,614	0,769	0,740	3,164	3,177	2,952	1,037	1,222	0,898	0,884	0,578
7	0,591	0,662	0,695		3,003	2,850	0,983	1,210	0,851	0,859	0,475
8	0,587	0,640	0,692	2,854	2,872	2,816	0,947	1,199	0,820	0,852	0,462
9	0,532	0,593	0,685	2,764	2,782	2,738	0,852	1,180	0,783	0,834	0,411
10	0,437	0,458	0,658	2,353	2,640	2,620	0,783	0,941	0,627	0,661	0,315
1940							0,747	0,837	0,573	0,531	0,267
1956					2,425	2,479	0,708	0,790	0,508	0,420	0,246
1963							0,685	0,732	0,509	0,388	0,217
1974							0,650	0,690	0,483	0,352	0,185
1983			0,444	1,553	2,156	2,360	0,595	0,633	0,444	0,311	0,141
1997	0,335	0,329					0,493	0,521	0,359	0,232	0,108

Figure 4.5. : Evolution de la surface des glaciers depuis leur maximum du PAG.



Sur l'ensemble de la période, la perte de surface moyenne des onze glaciers est de $59 \pm 16\%$, allant de 29% pour le Glacier Ouest du Huayna Potosi à 87% pour le Glacier Nord du Charquini. On remarque que les glaciers se répartissent en deux classes : les « grands » glaciers, avec une superficie supérieure à 3 km² au maximum du PAG, les « petits » glaciers, avec une superficie inférieure à 1,5 km² au maximum du PAG. Entre la seconde moitié du 17^{ème} siècle et la fin du 20^{ème} siècle, les « petits » glaciers perdent plus de surface que les « grands » avec des moyennes respectives de $64 \pm 14\%$ et $44 \pm 15\%$.

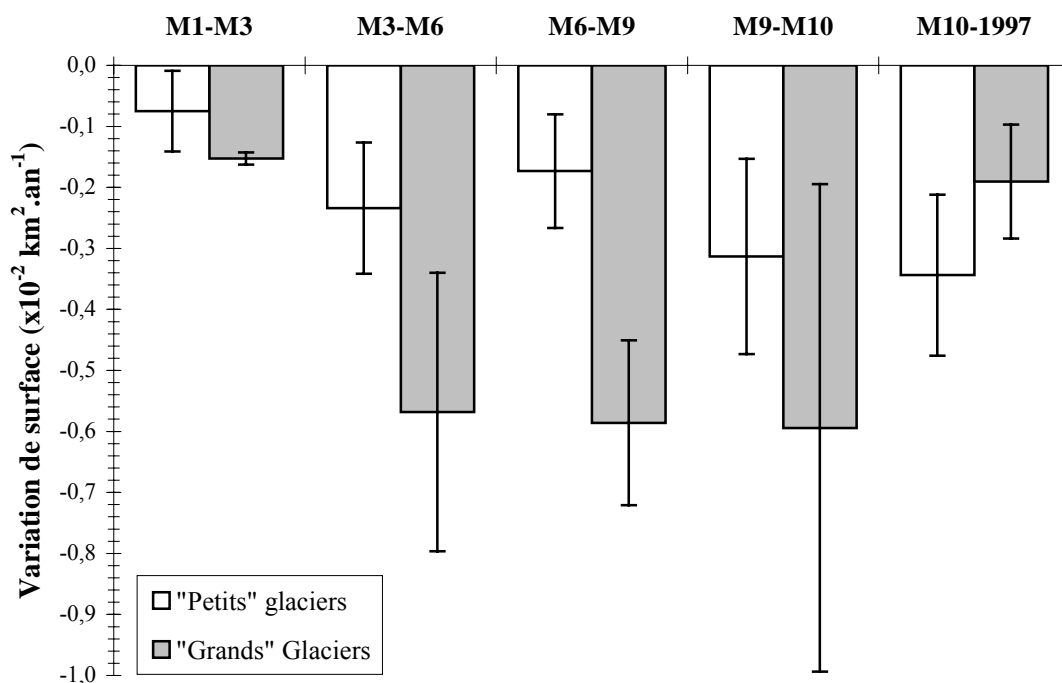
La perte de surface, entre le maximum du PAG et la fin du 20^{ème} siècle, mesurée sur les glaciers boliviens concorde avec les données d'autres glaciers de la zone intertropicale : perte de 80% pour le Glacier de Chacaltaya en Bolivie [Ramirez *et al.*, 2001], de 53% pour le Glacier de Yanamarey au Pérou [Hastenrath et Ames, 1995a], de 80% pour les glaciers du Pico Bolivar au Venezuela [Schubert, 1972], de 85% pour les glaciers Carstensz et Meren en Indonésie [Peterson et Peterson, 1994].

Une analyse de corrélation montre que la surface et l'orientation expliquent 60% de la variance de l'évolution de ces glaciers depuis leur maximum du PAG (respectivement 29 et 31%). Bien que plus significatif que pour l'évolution de la longueur des glaciers, ce résultat montre que d'autres facteurs, non considérés ici, comme la morphologie du glacier (notamment son altitude maximale permettant de rendre compte, en partie, de la taille de sa zone d'accumulation) ou encore des effets de sites (exposition par rapport aux flux humides par exemple) doivent être pris en compte pour expliquer l'évolution de la surface des glaciers au cours du temps.

L'évolution des surfaces n'est pas uniforme sur l'ensemble de la période d'étude. On peut distinguer cinq périodes (cf. figure 4.6.) :

- La période M1 – M3, c'est-à-dire entre 1665 ± 8 AD et 1735 ± 3 AD (en considérant la datation moyenne de ces stades morainiques pour l'ensemble des glaciers);
- La période M3 – M6 qui correspond à l'intervalle 1735 ± 3 – 1800 ± 7 AD ;
- La période M6 – M9, soit la majeure partie du 19^{ème} siècle (jusque dans les années 1870 ± 4 AD) ;
- La période M9 – M10 allant de la fin du 19^{ème} au début du 20^{ème} siècle ;
- La période M10 – 1997 couvrant le 20^{ème} siècle.

Figure 4.6. : Perte moyenne de surface annuelle par période et par classe. J'ai distingué deux classes : les « grands » glaciers (au nombre de trois) et les « petits » glaciers (les huit autres). Dans ce calcul on suppose que le recul a été constant entre deux stades morainiques et qu'il ne s'est pas fait au delà du stade morainique le plus en amont pris en compte pour chaque période considérée.



Si l'on considère uniquement l'étendue des glaciers lorsqu'ils remplissent complètement leur moraine, on se rend compte que les glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie ont peu évolué pendant la soixantaine d'années qui a suivi leur période d'extension maximale durant le PAG (entre M1 et M3). La moyenne de leur perte annuelle de surface est de $0,08 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ an}^{-1}$, soit $800 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$.

Comme on l'a précédemment souligné, la morphologie de la moraine M3 et principalement le fait qu'elle remanie partiellement, sur plusieurs marges proglaciaires, la moraine M2 nous permet de dire que cette moraine a été mise en place à la suite d'une avancée. Par conséquent, durant la période M2–M3, c'est-à-dire les 30 premières années du 18^{ème} siècle, les glaciers ont sans doute reculé à un taux plus important, puis réavancé pour former la moraine M3. Malheureusement, ne disposant que des moraines, il n'est pas possible de quantifier l'ampleur du recul entre M2 et M3.

Ainsi, la période d'une soixantaine d'années ayant suivi l'extension maximale du PAG semble donc avoir été climatiquement favorable aux glaciers, leur permettant d'atteindre puis de se maintenir dans des proportions nettement plus importantes qu'aujourd'hui. Nous y reviendrons au 5^{ème} chapitre.

Entre $1735 \pm 3 \text{ AD}$ (M3) et la fin du 18^{ème} siècle (M6), la tendance change nettement. Le recul s'accélère, atteignant un taux moyen de $0,33 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ an}^{-1}$, soit $3300 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$, c'est-à-dire quatre fois plus rapide que lors de la période précédente. On note que pour les « grands » glaciers (les

glaciers Zongo, Ouest du Huayna Potosi et Tarija), la perte est nettement plus importante. Ils reculent à un taux de $0,57 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$, alors que les « petits » (les huit autres) ne reculent qu'à un taux de $0,23 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. Cette différence est en grande partie due au fait que, lors de la période d'extension maximale du PAG, les « grands » glaciers sont, en général, descendus jusqu'à des altitudes plus basses (120 m en moyenne), ou se sont étendus dans des proportions plus importantes à des altitudes équivalentes aux « petits » glaciers, avec ainsi une surface plus grande exposée à des bilans de masse très négatifs.

Durant cette période M3–M6, deux stades morainiques (M4 et M5) attestent de périodes d'arrêt des fronts glaciaires. Comme c'était le cas précédemment pour la moraine M3, la moraine M6 a été mise en place par une avancée, sans doute moins importante que celle qui a érigé M3, puisque M6 lui est inférieure en taille. Ainsi, entre M5 et M6 se sont succédées : une période de recul plus prononcé que le taux moyen M3 – M6, une période d'avancée de durée et d'ampleur indéterminées.

Suite à l'avancée ayant mis en place M6 et qui culmina autour de $1800 \pm 7 \text{ AD}$ (moyenne pour l'ensemble des glaciers), le recul durant la majeure partie du 19^{ème} siècle, jusqu'en $1870 \pm 4 \text{ AD}$ (datation moyenne pour M9), est en moyenne un peu plus faible que durant la période précédente : $0,29 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. Cependant, il est nécessaire de distinguer une nouvelle fois les « petits » et les « grands » glaciers car leur comportement est sensiblement différent. En effet, les « petits » ne perdent que $0,17 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$, alors que les « grands » reculent à un taux moyen de $0,59 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$, c'est-à-dire légèrement plus rapidement que durant la période précédente M3–M6. Les mêmes facteurs explicatifs que ceux mentionnés ci-dessus semblent être les plus cohérents pour expliquer cette différence.

Au cours de cette période, les glaciers ont connu une courte phase de stagnation de leur front pendant laquelle M7 a été mise en place ($1818 \pm 4 \text{ AD}$), puis deux périodes de courte réavancée ou de stagnation, plus longues que pour M7, pendant lesquelles les moraines M8 et M9 ont été déposées.

La fin du 19^{ème} – début du 20^{ème} siècle constitue la période pendant laquelle le recul des glaciers est le plus prononcé : $0,39 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. Même si la perte des « grands » glaciers ($0,59 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$) fait augmenter la moyenne, le taux de recul des « petits » glaciers ($0,31 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$) reste le plus fort depuis le milieu du 17^{ème} siècle.

Ce fort recul des glaciers boliviens à la fin du 19^{ème} siècle est cohérent avec ce qui a été rapporté, chapitre 1, pour le Pérou et l'Equateur où le retrait glaciaire est important depuis environ 1870.

L'accélération du recul des glaciers à la fin du 19^{ème} siècle, avérée pour l'ensemble des Andes intertropicales, pourrait être associée à un changement des conditions climatiques auquel il serait possible d'associer la fin du PAG. Cette hypothèse sera discutée dans le 5^{ème} chapitre.

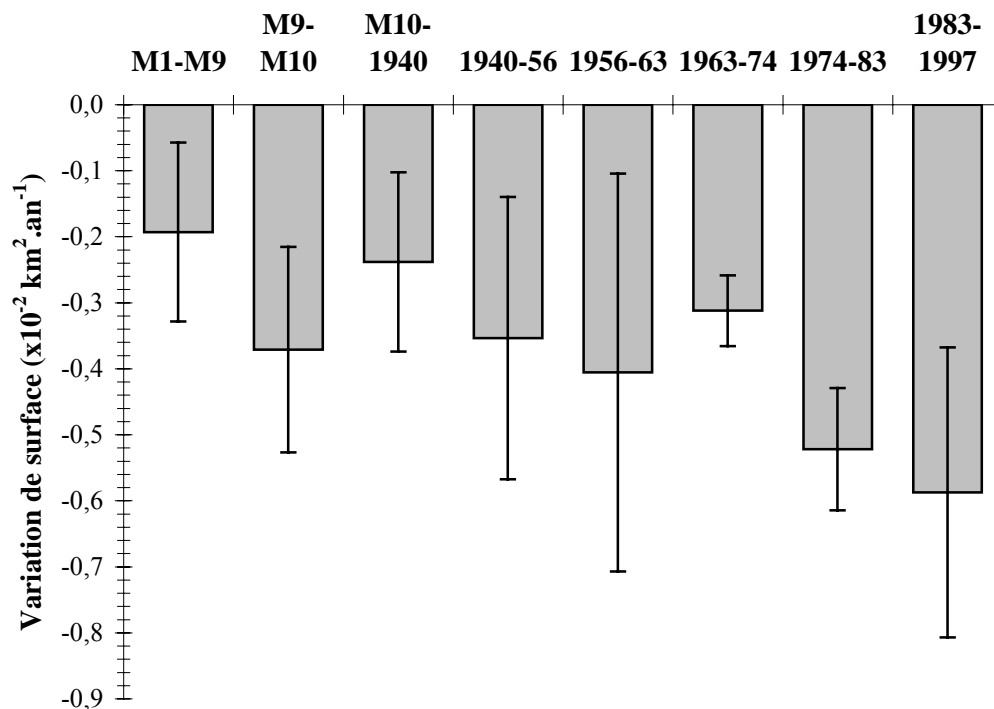
Sur l'ensemble du 20^{ème} siècle, le taux de recul des glaciers, légèrement inférieur à celui mesuré pour la période M9 – M10, reste important : $0,30 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. Cependant, comme le montre la figure 4.7., le retrait des glaciers n'est pas homogène au sein du 20^{ème} siècle.

Il existe, là encore, une différence entre les « petits » et les « grands » glaciers, mais la tendance est maintenant inversée. Le recul est nettement plus fort pour les « petits » glaciers ($0,34 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$) que pour les « grands » ($0,19 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$). Ce changement de tendance pourrait être associé à une modification, par rapport à la période précédente de ce qui est à l'origine du retrait des glaciers. Ce point sera abordé dans le chapitre 5.

Les restitutions photogrammétriques réalisées sur les cinq glaciers du massif du Charquini permettent de mieux caractériser le retrait des glaciers au 20^{ème} siècle. Il est nécessaire de garder à l'esprit que pour cette période, le nombre de glaciers est moins important que précédemment et que ce sont tous des glaciers de petite taille, inférieure à $1,5 \text{ km}^2$ lors de l'extension maximale du PAG, qui sont pris en compte. Les valeurs moyennes présentées dans la figure 4.7. ne peuvent donc pas être comparées directement à celles de la figure 4.6. Afin de pouvoir tout de même bénéficier d'un élément de comparaison quant au recul sur le 20^{ème} siècle par rapport aux périodes précédentes, j'ai représenté la variation de surface annuelle des cinq glaciers du Charquini pour les périodes M1-M9 et M9-M10.

Concernant le 20^{ème} siècle, le découpage des périodes est imposé par les photographies aériennes disponibles (1940, 1956, 1963, 1974, 1983 et 1997).

Figure 4.7. : Perte de surface annuelle par période. Moyenne pour les 5 glaciers du Charquini.
Il faut souligner que les périodes sont inégales et peuvent inclure des phases de retrait plus ou moins rapide, voire des périodes d'avancée.



La première partie du 20^{ème} siècle, entre 1910±2 AD (datation moyenne pour l'ensemble des moraines M10) et 1940, se caractérise par le taux de recul le plus faible de ce siècle avec une perte moyenne de $0,24 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. Cette période peut moyenner des périodes de recul différent. Des études menées au Pérou ont montré que le retrait glaciaire était faible avant 1930 [Broggi, 1945 ; Georges, 2004], puis très fort durant les années 1930 [Kinzl, 1969].

Entre 1940 et 1956, le retrait s'accroît avec un taux de $0,35 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$, puis de nouveau entre 1956 et 1963 pour atteindre $0,41 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$. La période 1963–1974 se caractérise par une perte moins prononcée, elle est en moyenne de $0,31 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$.

La fin du 20^{ème} siècle, entre 1974 et 1997 est marquée par les taux de recul les plus importants depuis la période d'extension maximale des glaciers du milieu du 17^{ème} siècle avec une perte de $0,52 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$ entre 1974 et 1983, atteignant $0,59 \times 10^{-2} \text{ km an}^{-1}$ entre 1983 et 1997.

Cette évolution des glaciers boliviens au cours du 20^{ème} siècle concorde bien avec les résultats obtenus au Pérou (Cordillère Blanche et Cordillère de Vilcanota) par Broggi [1945], Kinzl [1969], Brecher et Thompson [1993], Hastenrath et Ames [1995a, b], Kaser et Georges [1997] ou encore Georges [2004]. En Cordillère Blanche, le recul des glaciers, rapide depuis la fin du 19^{ème} siècle [Kinzl, 1969] se ralentit durant les premières décennies du 20^{ème} siècle avec une légère réavancée dans les années 1920. Cet événement est suivi par une phase de retrait plus important dans les années 1940 [Broggi, 1945 ; Kaser et Georges, 1997] qui s'est atténué pendant la période 1950–1970 [Hastenrath et Ames, 1995a]. Les dernières décennies du 20^{ème} siècle sont marquées par un retrait glaciaire très prononcé [Ames et Francou, 1995; Kaser et Georges, 1997]. Pour la Cordillère de Vilcanota, Brecher et Thompson [1993], puis Thompson *et al.* [2000] montrent que le Qori Kalis, un glacier issu de la calotte de Quelccaya, reculait entre 1963 et 1998, avec une accélération très forte dans les années 1980 qui s'accroît dans les années 1990 (la perte de surface est 8,4 fois plus importante pendant la période 1983–1991 que pendant la période 1963–1978, le taux de recul des années 1995–98 est le double de celui des années 1991–1995).

On note ainsi une bonne concordance des variations glaciaires depuis la fin du 19^{ème} siècle à l'échelle des Andes intertropicales, permettant de mettre en évidence une réponse homogène des glaciers au même forçage climatique [Rabatel *et al.*, (b) sous presse].

Il a été mis en évidence sur les glaciers du Charquini un rapport entre l'orientation des glaciers et leurs taux de recul en fonction des périodes [Rabatel *et al.*, (c) sous presse]. Ainsi, on mentionne que, pendant la période M1–M9, le retrait est plus marqué sur les glaciers exposés au sud et à l'ouest (fait particulièrement vrai pour le 19^{ème} siècle), alors qu'il est plus marqué au 20^{ème} siècle pour les glaciers exposés au nord et à l'ouest. Ce constat nous a permis d'émettre des hypothèses quant aux facteurs climatiques à l'origine du retrait glaciaire suivant les périodes, qui seront développés dans le chapitre 5. En considérant l'ensemble des glaciers pour lesquels je dispose de données de variations de surface (onze appareils), le constat fait pour les cinq glaciers du Charquini est moins net. Cela confirme le fait que l'exposition peut constituer un caractère influant sur l'évolution des glaciers, cependant elle n'est pas toujours un facteur prépondérant.

4.3.2. Variations de l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA)

Calculer la ELA et connaître son évolution au cours du temps permet, plus que la surface du glacier et à l'image du bilan de masse du glacier dont elle est un excellent indicateur [Braithwaite, 1984 ; Kuhn, 1989 ; Rabatel *et al.*, (a) sous presse], de relier directement le glacier au climat. A cet égard, étant plus facile à reconstituer que le bilan de masse quand on ne dispose que des moraines, la ELA est utilisée dans les modèles glacier/climat comme ceux de Kuhn [1989] et Kaser [2001] présentés dans le troisième chapitre.

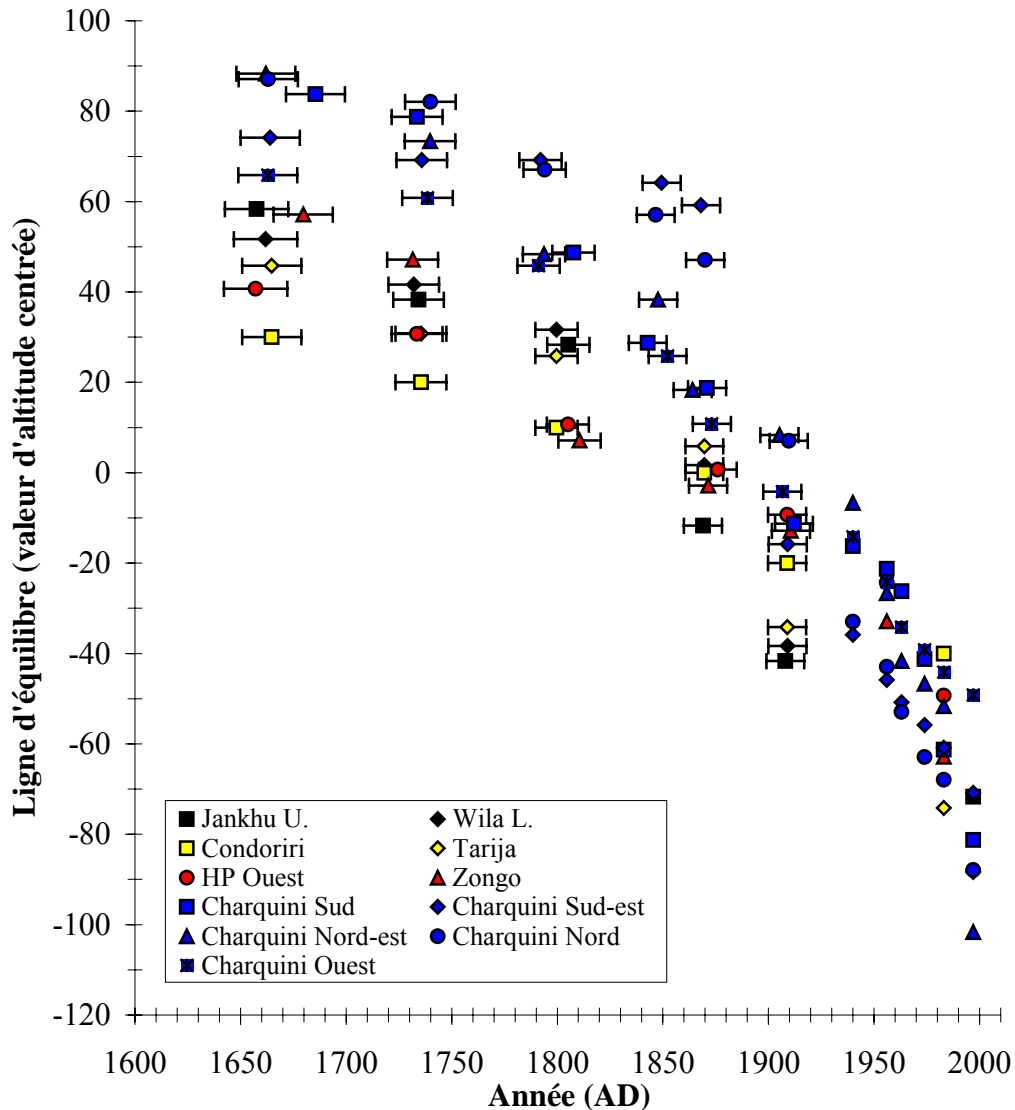
L'altitude de la ligne d'équilibre a été calculée, avec la méthode de l'AAR en se basant sur la surface reconstituée des glaciers, pour les stades morainiques les plus importants (M1, M3, M6, M8, M9 et M10) entre le maximum du PAG (M1) et le début du 20^{ème} siècle (M10), et mesurée à partir des cartes issues des restitutions photogrammétriques depuis 1940. Je n'ai pas jugé nécessaire de calculer la ELA pour les stades morainiques intermédiaires, car les variations d'un stade morainique au suivant sont supposées être souvent de l'ordre, voire inférieures à la dizaine de mètres.

Le tableau 4.4. regroupe l'ensemble des valeurs obtenues illustrées sur la figure 4.8. Du fait de la méthode utilisée, la ELA varie proportionnellement à la surface du glacier et par conséquent, son évolution depuis le maximum du PAG suit les mêmes tendances que celles de la surface. Mais la forme du glacier et notamment sa pente ont une influence sur l'altitude de la ELA. Ainsi, suivant les glaciers et les périodes, les variations de la surface et de la ELA sont différentes.

Tableau 4.4. : Evolution de la ELA (m) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.

Moraine/ Photo	Ichu Kota		Condoriri		Huayna Potosi		Charquini				
	Jankhu	Wila L.	Condoriri	Tarija	Ouest	Zongo	Sud	Sud-est	Nord-	Nord	Ouest
1	5100	4950	4980	4900	5080	5090	4 930	4 815	4 870	4 990	4 910
3	5120	4960	4990	4915	5090	5100	4 935	4 820	4 885	4 995	4 915
6	5130	4970	5000	4920	5 110	5 140	4 965	4 820	4 910	5 010	4 930
8							4 985	4 825	4 920	5 020	4 950
9	5170	5000	5010	4940	5120	5150	4 995	4 830	4 940	5 030	4 965
10	5200	5040	5030	4980	5130	5160	5 025	4 905	4 950	5 070	4 980
1940							5 030	4 925	4 965	5 110	4 990
1956					5 145	5 180	5 035	4 935	4 985	5 120	5 000
1963							5 040	4 940	5 000	5 130	5 010
1974							5 055	4 945	5 005	5 140	5 015
1983			5050	5020	5170	5210	5 075	4 950	5 010	5 145	5 020
1997	5230	5090					5 095	4 960	5 060	5 165	5 025

Figure 4.8. : Evolution de la ELA des glaciers depuis leur maximum du PAG (valeurs centrées par rapport à l'altitude moyenne de ligne d'équilibre de chaque glacier entre M1 et 1997).



On retiendra qu'entre la seconde moitié du 17^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle, en considérant tous les glaciers pris en compte dans ce travail, la ELA est remontée de 133 ± 36 m. 63% de cette remontée a eu lieu entre la fin du 19^{ème} siècle et la fin du 20^{ème} siècle (cf. tableau 4.5.).

Tableau 4.5. : Variation de la ELA (m) par période.

	Ichu Kota		Condoriri		Huayna Potosi		Charquini					Moyenne	Ecart type
	Jankhu	Wila	Condoriri	Tarija	Ouest	Zongo	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest		
M1-1997	130	140	70	120	90	120	165	145	190	175	115	133	36
M1-M9	70	50	30	40	40	60	65	15	70	40	55	49	17
M9-1997	60	90	40	80	50	60	100	130	120	135	60	84	33
M1-M3	20	10	10	15	10	10	5	5	15	5	5	10	5
M3-M9	50	40	20	25	30	50	60	10	55	35	50	39	16
M9-M10	30	40	20	40	10	10	30	75	10	40	15	29	20
M10-1997	30	50	20	40	40	50	70	55	110	95	45	55	27

4.3.3. Variations du bilan de masse

Le bilan de masse annuel moyen par période entre le milieu du 17^{ème} et la fin du 19^{ème} siècle a pu être calculé à partir de la datation des moraines et de la reconstitution des surfaces et volumes des glaciers correspondant à ces moraines. La reconstruction des volumes nécessite de redessiner les courbes de niveau des glaciers, la surface de ceux-ci étant supposée être au niveau supérieur des moraines. En raison de la faible étendue altitudinale des petits glaciers, le pas hypsométrique choisi est de 20 mètres.

Je me suis limité à deux stades morainiques pour chacun des glaciers considérés dans cette étude : le stade morainique M1 témoignant de l'extension maximale des glaciers au PAG, qui peut à ce titre être considéré comme un état d'équilibre, et le stade morainique M9, daté de la fin du 19^{ème} siècle, qui peut être lui aussi considéré comme un état d'équilibre des glaciers dans la mesure où la moraine M9 est une moraine de type 1, c'est-à-dire une moraine déposée à la suite d'une avancée (cf. 4.1.). De plus, à partir des résultats obtenus avec les reconstitutions de surface et de ELA et en me basant sur l'accélération du recul entre les stades morainiques M9 et M10, j'ai fait l'hypothèse que la moraine M9 constituait le dernier stade morainique du PAG et que ce dernier s'était achevé au cours des dernières décennies du 19^{ème} siècle. Ainsi, grâce à la reconstitution des volumes pour ces deux stades morainiques, il a été possible d'estimer le bilan de masse annuel moyen de l'ensemble des glaciers pour deux périodes, la période M1–M9, allant du milieu du 17^{ème} à la fin du 19^{ème} siècle, et la période « récente », entre le stade M9 et la fin du 20^{ème} siècle. Le volume des glaciers pour la fin du 20^{ème} siècle a été mesuré par restitution photogrammétrique (cf. ci-après).

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 4.6. et illustrés par la figure 4.9.

Il est intéressant de noter que l'incertitude liée aux datations lichenométriques est de l'ordre du centimètre d'équivalent eau pour la période M1–M9 et au maximum de 5 cm d'équivalent eau pour la période M9 – fin 20^{ème} siècle. Elle est donc inférieure à la variabilité du bilan de masse observée pour l'ensemble des glaciers (cf. dernière colonne du tableau 4.6.).

On constate que le bilan de masse est quatre fois plus négatif pour la période récente (fin 19^{ème} – fin 20^{ème} siècle) que pour les deux siècles et demi qui l'ont précédée (milieu 17^{ème} – fin

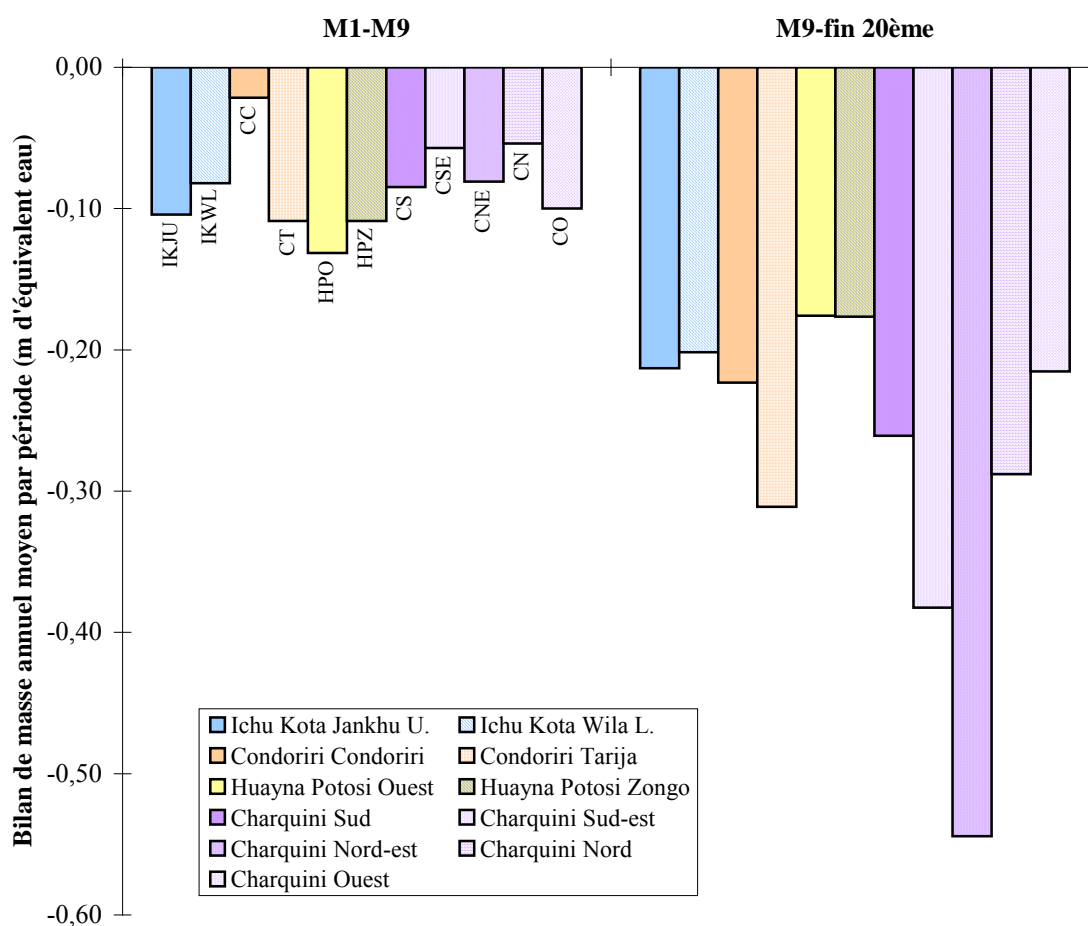
19^{ème} siècle), avec une valeur moyenne de $-0,08 \pm 0,03$ m d'équivalent eau an⁻¹ entre les stades morainiques M1 et M9, atteignant $-0,34 \pm 0,11$ m d'équivalent eau an⁻¹ entre M9 et la fin du 20^{ème} siècle.

Tableau 4.6. : Bilan de masse annuel moyen par période (mètre d'équivalent eau).

	Ichu Kota		Condoriri		Huayna Potosi		Charquini					Moyenne	Ecart-type
	Jankhu U.	Wila L.	Condoriri	Tarija	HP Ouest	Zongo	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest		
M1-M9	-0,10	-0,08	-0,02	-0,11	-0,13	-0,11	-0,08	-0,06	-0,08	-0,05	-0,10	-0,08	0,03
M9-fin 20ème	-0,21	-0,20	-0,22*	-0,31*	-0,18*	-0,18*	-0,26	-0,38	-0,54	-0,29	-0,22	-0,34	0,11

* = 1983, sinon 1997.

Figure 4.9. : Bilan de masse annuel moyen par période de onze glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie



Pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle, la variation de volume des glaciers et donc leur bilan de masse a été obtenu grâce aux restitutions photogrammétriques. Elles ont été réalisées sur les cinq glaciers du Charquini pour cinq des six couples de photographies aériennes disponibles à l'IGM datés de 1956, 1963, 1974, 1983 et 1997. Cette relative régularité permet d'avoir une bonne vision de recul des glaciers pour quatre périodes : 1956–1963, 1963–1974, 1974–1983 et 1983–1997.

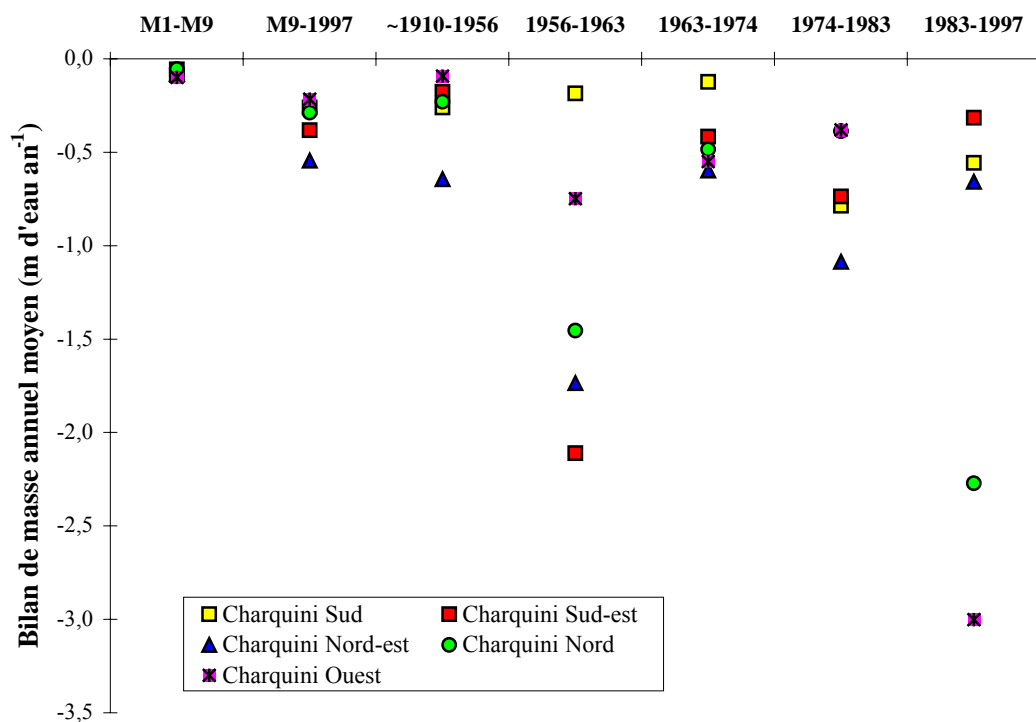
Afin de quantifier le retrait glaciaire durant la première partie du 20^{ème} siècle, j'ai reconstruit le volume de ces cinq glaciers en me basant sur la moraine M10, datée de 1910±2 AD (moyenne pour les 5 glaciers du Charquini). Ainsi, le bilan moyen de la période ~1910–1956 a pu être déterminé. Cependant, pour déterminer le bilan de masse moyen de cette période, j'ai utilisé deux méthodes différentes : la restitution photogrammétrique pour mesurer le volume des glaciers en 1956 et la reconstruction des courbes de niveau de chacun des glaciers pour calculer le volume de 1910. Ainsi, en raison de la part de subjectivité existant dans la reconstruction du volume des glaciers pour M10, le bilan de masse moyen obtenu sur cette période ne peut être considéré comme étant aussi précis que les autres bilans de masse moyens mesurés pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle où seule la photogrammétrie a été utilisée.

L'ensemble des résultats est présenté dans le tableau 4.7. et illustré par la figure 4.10.

Tableau 4.7. : Bilan de masse annuel moyen par période pour les cinq glaciers du Charquini.

	Charquini					Moyenne	Ecart-type
	Sud	Sud-est	Nord-est	Nord	Ouest		
~1910-1997	-0,35	-0,44	-0,81	-0,38	-0,30	-0,46	0,20
~1910-1956	-0,26	-0,18	-0,64	-0,23	-0,09	-0,28	0,21
1956-1963	-0,19	-2,11	-1,74	-1,45	-0,75	-1,25	0,78
1963-1974	-0,12	-0,42	-0,60	-0,49	-0,55	-0,43	0,19
1974-1983	-0,79	-0,74	-1,09	-0,39	-0,38	-0,68	0,30
1983-1997	-0,56	-0,31	-0,66	-2,27	-3,00	-1,36	1,20

Figure 4.10. : Bilan de masse annuel moyen par période pour les cinq glaciers du Charquini durant le 20^{ème} siècle. Les périodes M1-M9 et M9-1997 sont présentées à titre de comparaison.



En premier lieu, il est intéressant de souligner que plus le bilan de masse est négatif, plus sa variabilité d'un glacier à l'autre augmente. Ceci est sans doute lié au fait que des phénomènes locaux, dus à la morphologie du glacier et à son site, peuvent se surimposer à des conditions climatiques globalement défavorables à l'échelle de la Cordillère pour augmenter sa perte de masse. A noter que ces phénomènes locaux peuvent changer selon les périodes.

Durant les premières décennies du 20^{ème} siècle (entre 1910 et 1956), les bilans de masse moyens sont les moins négatifs de l'ensemble de ce siècle : $-0,24 \pm 0,21$ m d'équivalent eau an⁻¹. Cette faible perte, relativement au reste du siècle, concorde avec les mesures réalisées au Pérou [Kinzl, 1969 1997]. Il est important de rappeler que cette longue période peut regrouper des sous-périodes de bilans très contrastés : les années 1910–30 avec des bilans de masse moins négatifs versus les années 1930–50 pendant lesquels les bilans étaient plus déficitaires [Kaser et Georges, 1997].

La période 1956–1963 est marquée par des bilans de masse très négatifs avec $-1,25 \pm 0,78$ m d'équivalent eau an⁻¹. La perte est plus importante pour les glaciers orientés à l'est et au nord, c'est-à-dire ceux directement exposés aux flux humides amazoniens. Les glaciers du versant Altiplano, exposés au sud et à l'ouest, sont moins touchés.

Durant les deux périodes suivantes, 1963–1974 et 1974–1983, les bilans de masse sont moins déficitaires avec respectivement $-0,43 \pm 0,19$ m d'équivalent eau an⁻¹ et $-0,68 \pm 0,30$ m d'équivalent eau an⁻¹.

Les deux dernières décennies du 20^{ème} siècle (entre 1983 et 1997) sont marquées par des bilans de masse très négatifs. Bien que les durées des différentes périodes de temps considérées soient très inégales et que, durant les périodes les plus longues, il y ait pu avoir des sous-périodes de retrait rapide, il est probable que les bilans de masse de la fin du 20^{ème} siècle soient parmi les plus déficitaires depuis le milieu du 17^{ème} siècle. Le bilan de masse annuel moyen mesuré pour les 5 glaciers du Charquini entre 1983 et 1997 atteint $-1,36 \pm 1,20$ m d'équivalent eau an⁻¹. Ce résultat est cohérent avec les mesures de terrain réalisées par l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD sur le Glacier de Chacaltaya, distant du massif du Charquini de quelques kilomètres à vol d'oiseau. En effet, sur la période 1991-2007, ce glacier a enregistré une perte moyenne de 1,00 m d'équivalent eau an⁻¹ [Rabatel et Mendoza, 2004].

Durant cette période, ce sont les glaciers Nord et Ouest du Charquini qui enregistrent les plus fortes pertes. Cependant le Glacier Ouest du Charquini est moins représentatif que les autres glaciers, du retrait généralisé et rapide de la fin du 20^{ème} siècle à l'échelle de la Cordillère Orientale de Bolivie en raison de ses caractéristiques morphologiques. En effet, il est divisé en deux parties qui totalisent une taille très réduite ($< 0,15$ km²). Les effets de bords (fonte accrue sur les bords du glacier par transmission de chaleur du lit rocheux au glacier) sont par

conséquent très importants et augmentent l'ablation. De plus, son altitude maximale est inférieure à 5150 m, ce qui le place totalement en zone d'ablation puisque l'altitude de la ligne d'équilibre moyenne des années 1990, mesurée sur le Glacier Zongo tout proche (environ 2 km à vol d'oiseau), est de 5215 m (cf. 5.1.1.5. [Soruco *et al.*, 2005]). En fait, ce glacier ne doit sa persistance qu'à la position d'abri relatif dont il bénéficie, à l'ombre de hautes parois le surplombant.

4.4. Conclusion

Sur l'ensemble des marges proglaciaires des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie il est possible de repérer 10 cordons morainiques principaux attestant de l'extension des glaciers à différentes périodes du PAG. Une étude morphostratigraphique a permis de mettre en place un classement de ces moraines et d'établir leur correspondance d'un glacier à l'autre. Cette correspondance a été confirmée par les datations lichenométriques réalisées sur l'ensemble de ces moraines pour un total de 13 glaciers répartis en Cordillère Royale et Cordillère de Quimsa Cruz. Les moraines sont datées entre la seconde moitié du 17^{ème} siècle et le début du 20^{ème} siècle avec un intervalle moyen d'une trentaine d'années entre deux stades morainiques consécutifs permettant d'obtenir une bonne résolution temporelle de l'évolution des glaciers au cours de ces deux siècles et demi.

Ainsi, l'extension maximale des glaciers au cours du PAG est datée de la seconde moitié du 17^{ème} siècle. La datation au carbone 14 réalisée dans le cadre de ce travail permet d'établir que cette avancée est la plus importante du dernier millénaire. Celles réalisées par d'autres auteurs sur des sites voisins montrent qu'elle est sans doute la plus importante de la seconde moitié, voire de l'ensemble de l'Holocène.

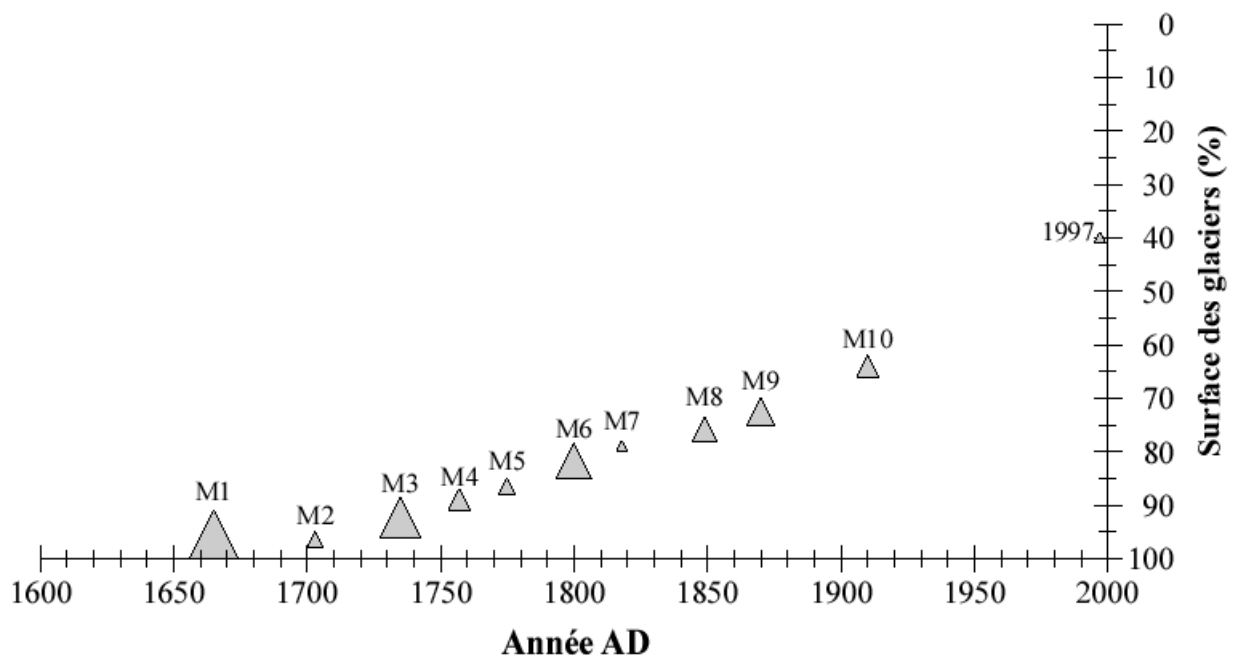
Suite à ce maximum, les glaciers se sont maintenus à une position avancée, quasiment équivalente à leur maximum pendant presque un siècle. A partir du milieu du 18^{ème} siècle, le retrait glaciaire est quasiment continu, interrompu par quelques périodes d'arrêt des fronts ou de courtes réavancées de faible ampleur puisque, en aucun cas, les moraines déposées précédemment n'ont été remaniées. Ce retrait, d'abord rapide durant la seconde moitié du 18^{ème} siècle, s'est ralenti durant la majeure partie du 19^{ème} siècle, pour les glaciers de petite taille essentiellement. Les dernières décennies du 19^{ème} siècle et la première du 20^{ème} siècle sont marquées par des taux de recul très importants, largement supérieurs à ceux enregistrés précédemment depuis la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Cette période marque un tournant dans l'évolution des glaciers. Au cours du 20^{ème} siècle, même si le recul n'est pas homogène, il est toujours assez important. Il s'accélère nettement à partir des années 1980.

Sur l'ensemble de la période, entre le maximum d'extension des glaciers de la seconde moitié du 17^{ème} siècle et la fin du 20^{ème} siècle, les glaciers ont perdu en moyenne 59 ± 16 % de leur surface (cf. figure 4.11.). Dans le même temps, l'altitude de la ligne d'équilibre est remontée de 133 ± 36 m, en considérant que les glaciers étaient à l'équilibre lorsque celle-ci a été reconstruite.

Cette évolution des surfaces ainsi que l'accélération du retrait des glaciers à la fin du 19^{ème} siècle sont cohérentes avec ce qui a pu être trouvé dans d'autres massifs du Venezuela, d'Equateur ou du Pérou. On en conclut à des variations synchrones des glaciers à l'échelle des Andes intertropicales permettant de supposer qu'ils répondent à une évolution climatique commune sur la longue durée.

Il est important de préciser qu'à partir des moraines uniquement, il n'est pas possible de déterminer le début du PAG, c'est-à-dire le moment à partir duquel les glaciers se sont mis à avancer, ou, en d'autres termes, le moment à partir duquel les conditions climatiques sont devenues favorables à l'expansion des glaciers. La datation des morceaux de la tourbière remaniée par l'avancée du glacier qui érigea M1 permet néanmoins de dire que le début du PAG est au minimum postérieur à leur âge, soit la période 1090–1220 AD. Il n'est pas non plus possible de déterminer de manière précise la fin du PAG, même si on peut supposer que l'accélération du retrait glaciaire qui a suivi le dépôt de la moraine M9 (autour de 1870) est liée à des conditions climatiques défavorables aux glaciers pouvant être associées à la fin de cette période multiséculaire de crue glaciaire.

Figure 4.11. : Surface moyenne des glaciers considérés dans cette étude pour chaque stade morainique et pour la fin du 20^{ème} siècle. Pourcentage par rapport à la superficie correspondant à l'extension maximale des glaciers au cours du PAG.



Chapitre 5

L'évolution des glaciers : un indicateur paléoclimatique

Le cinquième et dernier chapitre de cette thèse est consacré à une interprétation paléoclimatique de l'évolution des glaciers depuis leur période d'extension maximale de la seconde moitié du 17^{ème} siècle.

Une telle interprétation suppose que l'on connaisse le fonctionnement des glaciers, c'est-à-dire que l'on sache quelles sont les variables du climat qui contrôlent le bilan de masse et l'altitude de la ligne d'équilibre, soit l'évolution des glaciers au cours du temps.

Une fois cette relation glacier/climat établie, en s'appuyant sur celle-ci, sur la chronologie et sur la reconstitution des glaciers, présentées dans le chapitre précédent, il est possible de proposer des scénarios climatiques pour la période des quatre derniers siècles.

Dans un premier temps, je présenterai les particularités et le fonctionnement des glaciers tropicaux afin de préciser les facteurs climatiques contrôlant leur évolution. Ces facteurs ont varié au cours du temps, afin que les glaciers de Bolivie connaissent une extension importante il y a près de quatre siècles, et qu'ils reculent ensuite dans les proportions et selon le rythme décrits dans le chapitre précédent.

Dans un second temps, grâce aux différentes approches de modélisation de la réponse des glaciers au climat (cf. 3.4.) et aux données reconstituées pour les glaciers boliviens, j'exposerai divers scénarios d'interprétation paléoclimatique pouvant être envisagés. Ces scénarios seront considérés à la lumière des renseignements fournis par d'autres « proxies » du climat disponibles pour les derniers siècles en Amérique du Sud afin de proposer des hypothèses sur ce qu'a pu être l'évolution de certains paramètres climatiques, à l'échelle régionale, depuis la seconde moitié du 17^{ème} siècle.

Il est nécessaire de rappeler que connaître uniquement l'évolution des glaciers sur la base des moraines n'est pas suffisant pour contraindre une reconstruction paléoclimatique dans son ensemble. Les glaciers donnent un éventail de possibilités que seul le recours à d'autres « proxies » du climat permet de préciser.

5.1. Qu'est-ce qui fait varier les glaciers tropicaux ?

Les travaux menés depuis 1991 par l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD et ses partenaires boliviens (l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie de l'Université San Andrés de La Paz) sur les glaciers du Zongo et de Chacaltaya ont permis, grâce à la mesure mensuelle du bilan de masse glaciaire ainsi que celle du bilan d'énergie à la surface des glaciers, de comprendre la saisonnalité du bilan de masse, sa variabilité inter-annuelle et de mettre en évidence l'importance du bilan d'énergie de surface dans le fonctionnement des glaciers tropicaux.

Afin de comprendre quels sont les paramètres climatiques clés contrôlant l'évolution de ces glaciers, il convient dans un premier temps de présenter ce que l'on sait actuellement de leur mode de fonctionnement et de leurs particularités.

5.1.1. Les particularités des glaciers tropicaux

5.1.1.1. Saisonnalité du bilan de masse

Contrairement aux glaciers des latitudes tempérées où il existe une distinction marquée, valable pour l'ensemble du glacier, entre saison d'accumulation (l'hiver) et saison d'ablation (l'été), le rythme de l'accumulation et celui de l'ablation sont différents sur les glaciers tropicaux.

L'accumulation, principalement dans les parties hautes du glacier, résulte des précipitations tombant sur le glacier. Elle est donc maximale durant la saison des pluies centrée sur les quatre mois d'été austral, décembre – janvier – février – mars (cf. 2.2.1.).

Le facteur principal gouvernant l'ablation à la surface du glacier est la radiation nette, soit la somme des différents termes du rayonnement courtes et grandes longueurs d'onde. Même si le bilan radiatif permet, dans les parties basses du glacier, une ablation continue tout au long de l'année, la radiation nette est maximale durant l'été austral quand le soleil est au zénith et le rayonnement solaire incident le plus important.

Ainsi, l'une des particularités des glaciers tropicaux réside dans le fait que la période pendant laquelle l'accumulation est maximale correspond à la période pendant laquelle l'ablation est la plus forte. De ce fait, c'est pendant la saison des pluies et particulièrement pendant les quatre mois d'été austral que se joue le bilan de masse annuel des glaciers tropicaux : les mois de décembre à mars expliquent presque 80% de la variance du bilan annuel [Francou *et al.*, 2003].

La radiation nette étant le moteur de l'ablation, l'albédo de la surface du glacier a un rôle prépondérant sur le bilan de masse. En effet, plus l'albédo de la surface est élevé, plus celle-ci va renvoyer vers l'atmosphère une part importante du rayonnement incident, diminuant d'autant l'énergie disponible pour la fusion, processus d'ablation principal pendant la saison des pluies en raison du fort taux d'humidité de l'air et de l'absence de vent.

En début de saison des pluies (octobre – novembre – décembre), quand le rayonnement incident est très fort (on est proche du solstice), le rôle des précipitations devient prépondérant,

d'autant que le couvert nuageux est encore limité par rapport aux mois de janvier – février, cœur de la saison des pluies. Si la saison des pluies tarde à débiter, la surface du glacier est entièrement en glace sale avec un albédo faible et un taux de fusion très élevé. Ces mois constituent donc l'une des périodes clés pour la détermination du bilan de masse annuel des glaciers. Au cœur de la saison des pluies, les précipitations tombant le plus souvent sous forme neigeuse à la surface des glaciers en Bolivie, leur régularité tend à maintenir un manteau nival à albédo élevé qui limite la fonte.

Pendant la période hivernale, l'ablation est toujours présente mais de manière réduite. En effet, en raison de la sécheresse de l'air et des forts vents d'ouest, l'ablation a lieu sous forme de sublimation à un taux de l'ordre de 50 à 70 mm par mois. Cette perte de masse représente environ 15% de la perte totale annuelle à 5150 m sur le Glacier du Zongo [Wagnon, 1999]. L'accumulation est limitée à quelques chutes de neige, lesquelles sont liées à des remontées de perturbations du front polaire (« cut-off » ou « gouttes froides »), issues des latitudes moyennes de l'hémisphère sud et donnant des invasions d'air froid surnommées « Surazos » sur le piémont andin. Ces précipitations d'hiver n'affectent pas significativement le bilan de masse annuel dans les conditions climatiques actuelles.

5.1.1.2. Variabilité inter-annuelle du bilan de masse

Le bilan de masse annuel étant quasi exclusivement fonction des processus d'accumulation et d'ablation durant les mois d'été austral, sa variabilité inter-annuelle reflète donc celle de la saison humide et principalement celle de la date de son commencement. Cette dernière détermine en effet la durée de la période précédant l'arrivée des fortes précipitations pendant laquelle l'ablation est très importante à la surface des glaciers.

Ce paramètre, c'est-à-dire le début de la saison des pluies, est fortement affecté par l'ENSO, principal mode de variabilité climatique que connaissent les Andes centrales dans la période actuelle (cf. 2.2.2.). Durant les phases chaudes de l'ENSO (El Niño), un retard du début de la saison des pluies, un déficit marqué des précipitations (diminuant l'albédo), une baisse de la nébulosité (augmentation du rayonnement incident courte longueur d'onde) et une hausse du flux de chaleur sensible, s'ajoutant à une baisse du flux de chaleur latente (ces deux derniers étant liés à la température et à l'humidité), cumulent leurs effets pour générer de très forts taux de fonte à la surface du glacier, donc pour faire chuter le bilan de masse [Wagnon *et al.*, 2001]. Inversement, lors des phases froides, c'est-à-dire La Niña, le bilan de masse des glaciers est quasiment équilibré voire positif sur le Glacier du Zongo. En effet, la fusion est limitée en raison de chutes de neiges plus importantes et régulières, principalement lors des mois de novembre et décembre (permettant le maintien d'un albédo élevé), la nébulosité plus importante atténue le rayonnement solaire incident et les températures plus basses diminuent le flux de chaleur sensible.

L'analyse détaillée de la variabilité inter-annuelle du bilan de masse afin de comprendre le rôle particulier de chaque variable climatique et de chaque période de l'année, reste à faire. Ce n'était pas l'objet de cette thèse. Néanmoins, dans l'intérêt de la reconstitution paléoclimatique

qui va suivre et afin de voir si les conditions climatiques lors de la période d'extension maximale des glaciers au PAG se plaçaient au-delà de la variabilité actuelle, il est intéressant de souligner certains aspects de cette variabilité que l'on peut remarquer en analysant les données disponibles sur le Glacier du Zongo.

Le tableau 5.1. présente un extrait des mesures réalisées sur le Glacier du Zongo depuis 1991 [Rabatel et Mendoza, 2004 ; Soruco *et al.*, 2005]. Il rend compte de la variabilité inter-annuelle du bilan de masse et de celle de deux paramètres météorologiques, précipitations et altitude de l'isotherme 0°C, gouvernés par l'ENSO.

On y retrouve : 1) le bilan de masse annuel mesuré par la méthode glaciologique, 2) l'altitude de la ligne d'équilibre calculée à l'aide des mesures de terrain, 3) l'écart des précipitations, notées P, de chaque année (de la saison humide) à la moyenne des précipitations annuelles (de la saison humide) mesurées sur l'ensemble de la période à partir de plusieurs pluviomètres répartis autour du glacier et enfin 4) l'écart d'altitude de l'isotherme 0°C annuelle (de la saison humide, du mois de décembre) par rapport à son altitude moyenne annuelle (de la saison humide, du mois de décembre) mesurée à partir de deux stations météorologiques, hors glacier, du bassin versant du Glacier du Zongo, séparées par 415 mètres de dénivellation.

En bleu sont représentées les années La Niña, caractérisées par un bilan positif : 96-97 et 00-01, ainsi que l'année 92-93, année El Niño mais pendant laquelle les conséquences de l'éruption du volcan Pinatubo ont réussi à contrecarrer les effets de l'anomalie chaude du Pacifique (cf. ci-après). En rouge, l'année 97-98, marquée par l'événement El Niño le plus fort du 20^{ème} siècle et caractérisée par un bilan de masse très négatif (cf. figure 5.1.).

Tableau 5.1. : Mesures glaciologiques et météorologiques réalisées sur le Glacier du Zongo entre 1991 et 2004.

Année hydrologique (1)	91-92	92-93	93-94	94-95	95-96	96-97	97-98	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04
Bilan net spécifique (m d'équivalent eau) (2)	-1,09	0,36	-0,34	-1,00	-0,88	0,65	-2,17	-0,45	0,08	0,56	-0,06	-0,09	-0,52
Altitude ELA (m)	5489	5047	5243	5454	5430	5073	5517	5347	5213	5139	5246	5137	5422
Ecart à la moyenne des P annuelles (mm)	-35	105	-105	-123	-139	70	-156	-24	-22	206	-53	53	-5
Ecart à la moyenne des P saison humide (mm)					-119	76	-195	-22	-1	155	-82	27	-26
Ecart à la moyenne de Iso 0°C annuelle (m)						-60	204	-68	-52	-52	-5	27	6
Ecart à la moyenne de Iso 0°C DJFM (m)						-126	305	-110	-109	-85	-6	67	64
Ecart à la moyenne de Iso 0°C décembre (m)						-161	240	29	-78	-78	-106	29	124

DJFM = décembre, janvier, février, mars.

(1) calculée de septembre à août.

(2) Soruco *et al.*, 2005.

Si l'on se concentre sur les années extrêmes (les bilans les plus positifs et les plus négatifs), c'est-à-dire les données moyennes des années 92-93, 96-97 et 00-01 d'une part et les données de l'année 97-98 d'autre part, la différence de bilan de masse observée est de 2,70 m d'équivalent eau.

Au niveau des précipitations, l'écart du cumul annuel (de DJFM) par rapport à la moyenne sur la période 95-04 atteint 289 mm (310 mm), soit une variation de 30% (47%) du cumul des précipitations.

En ce qui concerne les températures, l'écart de l'altitude de l'isotherme 0°C annuelle (de DJFM / de décembre) par rapport à son altitude moyenne sur la période 96-04 est de 260 m (401 m / 360 m).

En étudiant les corrélations entre ces différents paramètres (cf. tableau 5.2.), on se rend compte, si l'on enlève l'année El Niño 97-98 extrême qui « tire » la corrélation vers le haut, que seules la variabilité des cumuls de précipitations annuelles et de DJFM, ainsi que celle de l'altitude de l'isotherme 0°C du mois de décembre expliquent une part significative de la variance du bilan de masse.

Tableau 5.2. : Part de la variance (r^2) du bilan de masse annuel expliquée par la variabilité des précipitations (P) et celle des températures (via l'altitude de l'isotherme 0°C).

	Toutes les années		Sans 97-98	
	r^2	ρ	r^2	ρ
Bilan – P annuelles	0,64	< 0,01	0,69	< 0,01
Bilan - P DJFM	0,74	< 0,01	0,76	< 0,01
Bilan - Iso 0° annuelle	0,79	< 0,01	0,17	
Bilan - Iso 0° DJFM	0,77	< 0,01	0,28	
Bilan - Iso 0° Déc.	0,83	< 0,01	0,70	< 0,05

ρ = risque d'erreur de la corrélation

En ce qui concerne les précipitations, ces résultats confirment le fait que la variabilité du cumul annuel, donc celle du cumul de la saison des pluies sont des facteurs explicatifs à hauteur d'environ 70% de la variance du bilan de masse. Ainsi, un excédent de précipitations est nécessaire pour que le bilan de masse du glacier soit positif (cf. tableau 5.1.).

J'ai cherché au niveau mensuel à voir si certains mois ont une influence prépondérante. La part de la variance expliquée n'est supérieure à 30% que pour les mois de janvier et février pris individuellement. Il apparaît donc que la variabilité inter-annuelle du cumul des précipitations au niveau mensuel n'a pas une influence significative et que la variabilité de l'occurrence des précipitations est sans doute un facteur plus important. En effet, il faut se rappeler que c'est l'albédo de la surface qui influe sur la fusion (cf. 5.1.1.1.). Ainsi, des chutes de neige à intervalles réguliers, même peu importantes, sont sans doute plus efficaces pour maintenir un albédo élevé et donc limiter la fusion, que des chutes plus conséquentes entrecoupées de périodes sèches de 8 à 10 jours.

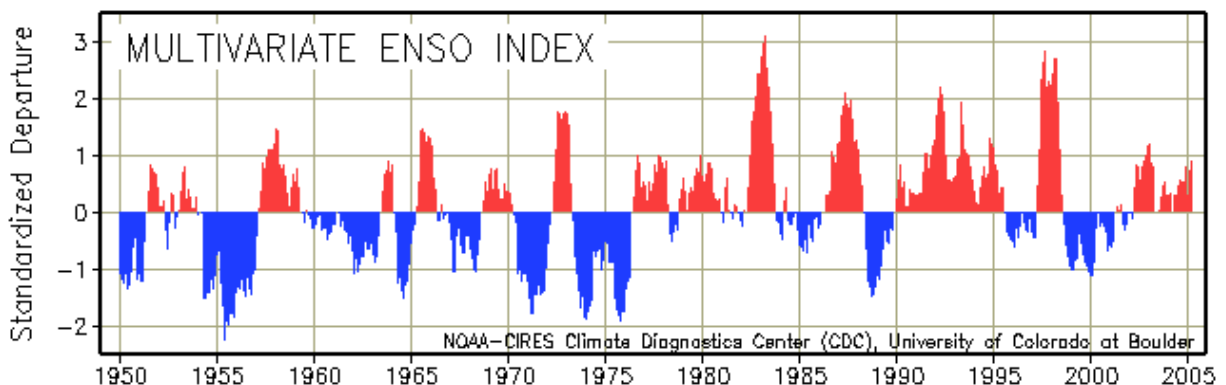
Au niveau des températures, via l'altitude de l'isotherme 0°C, cette étude des corrélations confirme que la variabilité des températures à l'échelle annuelle ou saisonnière par rapport à leur moyenne actuelle a une influence faible sur la variabilité du bilan de masse (quand on ne tient pas compte de 97-98). Ceci est dû au fait que l'isotherme 0°C annuelle se situe aux alentours de 5000 mètres, soit au niveau du front du glacier. En revanche, on note que le mois de décembre présente une particularité. C'est le seul mois de l'année dont la variabilité explique une part très importante de la variance du bilan de masse (les autres mois ne sont pas présentés).

En effet, le mois de décembre est le plus chaud de l'année, c'est-à-dire celui où l'isotherme 0°C est la plus haute : 5230 m en moyenne sur la période 96-04, ce qui correspond à la ELA₀ sur la même période (cf. 5.1.2.). Ainsi, les températures de ce mois peuvent avoir une influence sur la phase des précipitations tombant sur la zone d'ablation qui, suivant qu'elles se font sous forme solide ou liquide, vont faire plus ou moins varier la valeur de l'albédo de la surface du glacier, donc avoir une influence sur la fusion de ce mois qui, je le rappelle, est un des mois clés de l'année en ce qui concerne le bilan de masse (cf. 5.1.1.1.). Il est peu courant d'observer des précipitations liquides sur les glaciers en Bolivie, contrairement à l'Equateur [Francou *et al.*, 2004]. En revanche, durant les mois de novembre – décembre, les précipitations tombent souvent sous forme de « granizo », sorte de grésil, qui, d'une part, fond plus rapidement que la neige et, d'autre part, a une valeur d'albédo plus faible.

On peut ainsi en conclure que la variabilité inter-annuelle de la température de l'air du mois de décembre a une influence indirecte via la phase des précipitations sur la variabilité inter-annuelle du bilan de masse (voir aussi ci-après 5.1.1.3.).

Enfin, il faut souligner le cas particulier de l'année 92-93. Cette année a été caractérisée par un indice ENSO positif témoignant d'une situation El Niño (cf. figure 5.1.). Or, cette année là, le bilan de masse du Glacier du Zongo enregistrait un gain de 0,36 m d'équivalent eau. Sans avoir encore pu cerner son influence exacte d'un point de vue climatique, ce gain de masse a été associé à l'éruption du Pinatubo de juin 1991 dont les effets sont venus contrecarrer ceux d'une situation climatique normalement défavorable aux glaciers [Francou *et al.*, 2003]. Les éruptions volcaniques de type explosif entraînent généralement un refroidissement sensible de l'atmosphère et une hausse des précipitations (cf. 1.3.1.2.). Ce deuxième effet fut sans doute prépondérant puisqu'on remarque que cette année-là, les précipitations enregistrées sur le bassin versant du Glacier du Zongo ont été supérieures de 11% à la moyenne 1991-2004 (cf. tableau 5.1.).

Figure 5.1. : Multivariate ENSO Index (MEI) pour la période janvier 1950 – avril 2005 (issue de <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>). Le MEI est un indice combinant diverses variables de l'atmosphère et de l'océan dans le Pacifique Central. Il est positif en phase chaude et négatif en phase froide. Les données sont standardisées et calculées en moyenne mobile sur deux mois.



5.1.1.3. Rôle de la température

La question du rôle de la température et de sa variabilité inter-annuelle peut être soulevée dans la mesure où l'isotherme zéro degré annuelle est en moyenne située au niveau du front du glacier.

Nous avons vu précédemment que pour certains mois de l'année (décembre en particulier), la variabilité de la température peut expliquer une part non négligeable de la variance du bilan de masse, du fait qu'elle contrôle la phase des précipitations (cf. 5.1.1.2.). Ainsi, sa variabilité inter-annuelle (liée à l'ENSO) mais aussi son augmentation sur le long terme, dans le cadre d'un réchauffement global entraînant une hausse de l'isotherme 0°C annuelle, peuvent avoir des répercussions importantes sur l'évolution des glaciers tropicaux.

En effet, une hausse sensible des températures s'accompagnant d'une remontée de l'isotherme 0°C et d'une élévation de la température de l'air dans la zone d'ablation va tendre à accentuer le flux turbulent de chaleur sensible et par conséquent la fusion.

Par ailleurs, l'humidité spécifique d'une masse d'air étant liée à sa température, un réchauffement général de l'atmosphère engendre une élévation de l'humidité de l'air. De ce fait le gradient vertical d'humidité entre la surface du glacier et les basses couches de l'atmosphère diminue, ce qui a pour conséquence une réduction du flux turbulent de chaleur latente, donc de la sublimation. Or, même si la sublimation est un processus d'ablation, elle est près de 9 fois moins efficace que la fusion. Ainsi, en favorisant la fusion au détriment de la sublimation, une hausse de l'humidité se traduit par une ablation accrue. Les conséquences sur le bilan de masse du glacier sont directement visibles [Wagnon, 1999].

En outre, une hausse des températures s'accompagne d'une remontée de la limite pluie/neige, ce qui peut se traduire par des précipitations liquides sur les zones basses des glaciers avec un feed-back négatif sur l'albédo.

En conclusion, du fait de la quasi stationnarité de l'isotherme 0°C au niveau du front des glaciers (4900/5000 m), la faible variabilité saisonnière de la température n'a pas une influence directe sur le bilan de masse du glacier. En revanche, la température constitue un paramètre intégrateur de plusieurs variables, dont l'humidité, la phase des précipitations, qui jouent un rôle important dans les processus d'ablation à la surface des glaciers tropicaux.

5.1.1.4. Coefficient d'activité des glaciers tropicaux

Le coefficient d'activité, caractérisant l'évolution du bilan de masse (b) en fonction de l'altitude (z), aussi appelé gradient de bilan de masse ($\partial b / \partial z$), très fort dans la zone d'ablation, constitue une autre particularité des glaciers tropicaux. Il est d'environ 2,3 m d'eau/100 m pour le Glacier du Zongo [Rabatel et Mendoza, 2004] et en général supérieur à 2 m d'eau/100 m pour les glaciers de la Cordillère Blanche [Kaser, 2001]). Il est lié à l'importante ablation tout au long de l'année. En effet, la radiation nette, positive toute l'année dans les parties basses du glacier, maintient la surface du glacier en condition d'ablation permanente. De plus, à cause de la radiation élevée apportant une quantité d'énergie forte toute l'année, la température de l'air est peu variable et l'isotherme 0°C élevée. Même si une chute de neige recouvre les zones basses du

glacier faisant ainsi remonter l'albédo de la surface et diminuer par conséquent le bilan radiatif courte longueur d'onde, le rayonnement grande longueur d'onde apporte le complément d'énergie nécessaire pour faire fondre la couche de neige [Wagnon, 1999 ; Sicart *et al.*, sous presse].

De ce fait, contrairement aux latitudes tempérées où, lorsque l'hiver arrive, radiation nette et flux turbulent diminuent simultanément, permettant à la neige qui se dépose sur l'ensemble du glacier de persister la moitié de l'année, la zone d'ablation des glaciers tropicaux n'est pas protégée par une couche de neige hivernale et reste en condition de fusion toute l'année. Par conséquent, pour un bassin d'accumulation de taille similaire, la zone d'ablation d'un glacier tropical est plus réduite et descend moins en aval de la ligne d'équilibre.

Une autre conséquence est le temps de réponse bref (d'une année à quelques années) entre le bilan de masse de la zone d'ablation et l'oscillation du front du glacier, quand celui-ci n'est pas couvert de débris. Effectivement, en raison du très fort $\partial b / \partial z$, si les conditions climatiques sont défavorables, la ELA va monter, occasionnant de très fortes valeurs d'ablation au front qui va reculer rapidement. A l'inverse, si les conditions climatiques sont favorables, la ELA peut descendre presque au niveau du front du glacier. Les valeurs d'ablation y sont alors réduites (le glacier se trouve quasiment tout en accumulation) et la position du front évolue peu.

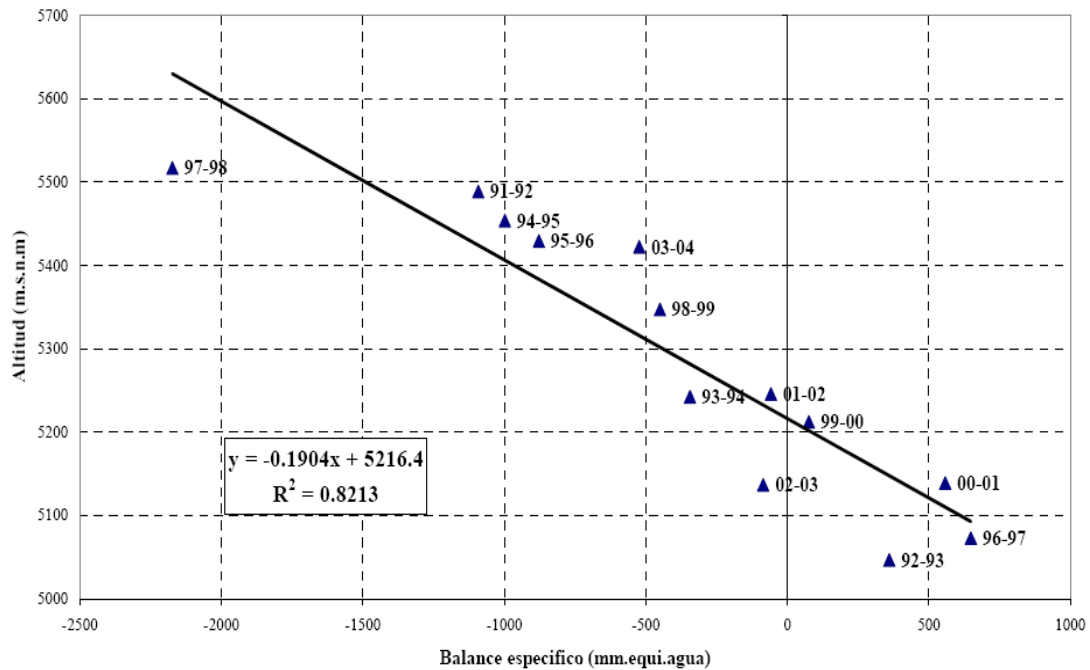
Le front du glacier semble donc réagir rapidement et fortement à tout changement des conditions climatiques. Il est important de souligner que ce temps de réponse bref est aussi lié au fait que les glaciers boliviens sont de petite taille (80% sont inférieurs à 0,5 km²).

5.1.2. ELA₀ et AAR₀ pour l'actuel

Sur un glacier, la ligne d'équilibre est l'endroit où le bilan de masse est nul : elle sépare la zone d'accumulation à l'amont, où le bilan est positif, de la zone d'ablation à l'aval, où le bilan est négatif.

Son altitude (ELA pour Equilibrium Line Altitude) est donc bien corrélée avec le bilan de masse du glacier (figure 5.2.) et en constitue un très bon indicateur [Braithwaite, 1984 ; Kuhn, 1989 ; Paterson, 1994]. Aussi, de même que le bilan de masse, la ELA est-elle directement dépendante des conditions climatiques et varie-t-elle au cours de l'année. Comme indicateur glaciologique, on considère en général l'altitude de la ligne d'équilibre mesurée en fin d'année hydrologique.

Figure 5.2. : Altitude de la ligne d'équilibre (en ordonnée) en fonction du bilan de masse spécifique (en abscisse) pour le Glacier du Zongo durant la période 1991-2004. [Soruco et al., 2005].



En comparant ELA et bilan de masse annuel sur l'ensemble d'une période, on peut définir une altitude de la ligne d'équilibre correspondant à un bilan nul sur cette période, c'est-à-dire l'altitude de la ligne d'équilibre sur l'ensemble de cette période dans le cas d'un glacier en équilibre. Elle est notée ELA_0 .

Pour la période 1991-2004, les mesures réalisées sur les glaciers du Zongo (orienté E.S.E.) et de Chacaltaya (S.) donnent respectivement une ELA_0 à 5216 m (cf. figure 5.2.) et 5257 m [Soruco et al., 2005].

La ligne d'équilibre permettant de délimiter la zone d'accumulation, on peut calculer, sur la base de la ELA_0 , l' AAR_0 qui correspond au rapport entre la surface de la zone d'accumulation et la surface totale du glacier, quand le bilan de masse est équilibré.

Pour les glaciers boliviens de grande taille, comme le Zongo, où une zone d'accumulation permanente existait encore sur la période 1991-2004, l' AAR_0 a été calculé à 0,65 ; la zone d'accumulation représente 65% de la surface totale du glacier lorsque le bilan de masse est équilibré [Soruco et al., 2005].

Les valeurs ELA_0 et AAR_0 ont respectivement servi à quantifier l'état de déséquilibre actuel des glaciers boliviens (cf. ci-après 5.2.4.) et à reconstruire la ELA pour chaque stade morainique du PAG avec la méthode de l' AAR (cf. 3.3.3. et 4.3.2.)

A noter que ELA_0 et AAR_0 ont une valeur régionale, à condition toutefois que les glaciers aient des caractéristiques voisines en exposition et en géométrie.

5.1.3. Pour résumer : les variables climatiques clefs contrôlant le bilan de masse des glaciers tropicaux

A partir des mesures réalisées depuis 1991 sur les glaciers du Zongo et de Chacaltaya, principalement grâce aux travaux effectués dans le cadre des thèses de Patrick Wagnon [1999] et Jean Emmanuel Sicart [2002], on peut mettre en évidence le rôle et l'importance des variables contrôlant le bilan de masse des glaciers tropicaux :

- 1) Les précipitations, paramètre prépondérant qui contrôle à la fois l'accumulation dans les parties hautes du glacier et l'ablation dans les parties basses via les mécanismes de feedback sur l'albédo, lequel contrôle la radiation nette qui constitue la principale source d'énergie à la surface du glacier ;
- 2) La nébulosité qui fait diminuer le rayonnement incident courte longueur d'onde (= rayonnement solaire) pendant la saison humide, tout en augmentant le rayonnement grande longueur d'onde ;
- 3) L'humidité spécifique qui module le transfert de la fusion vers la sublimation ;
- 4) La température de l'air qui contrôle la phase des précipitations, le flux turbulent de chaleur sensible et, via son influence sur l'humidité de l'atmosphère, le flux de chaleur latente.

On a vu, avec les mesures réalisées sur le Glacier du Zongo, que, d'un extrême à l'autre de la variabilité climatique actuelle, c'est-à-dire entre les événements El Niño et La Niña les plus forts, le bilan de masse varie de 2,70 m d'équivalent eau. Cette variation correspond, d'une part, à un changement des précipitations actuelles de 30% à l'échelle annuelle, soit 47% à l'échelle des mois de décembre à mars, d'autre part, à une remontée de l'isotherme 0°C du mois de décembre (c'est-à-dire de la période correspondant à l'entrée en saison des pluies) de 360 m, soit une différence de 2°C par rapport à la température moyenne de ce mois.

Ces chiffres permettent donc d'avoir un ordre d'idée de la variabilité maximale enregistrée actuellement par les glaciers boliviens et peuvent servir de référence par rapport aux résultats qui seront obtenus dans le cadre des reconstitutions paléoclimatiques faites sur la base des paramètres glaciaires reconstitués pour le PAG.

Ainsi, pour que les glaciers boliviens atteignent les dimensions qu'ils occupaient lors du maximum du PAG, on peut estimer, en se basant sur les paramètres qui contrôlent actuellement leur évolution, qu'il aura nécessairement fallu avoir :

- Des précipitations plus importantes que celles enregistrées actuellement, notamment pendant les mois de novembre et décembre qui précèdent le début de la saison des pluies.
- Une nébulosité accrue, ce qui va de pair avec une hausse des précipitations ;
- Des températures plus basses pour faire baisser la limite pluie/neige ; une température plus basse diminue l'humidité spécifique et abaisse le niveau de saturation.

5.2. Les fluctuations des glaciers de Bolivie et le contexte climatique régional depuis le maximum du Petit Age Glaciaire

En dehors de l'approche utilisée par Allison et Kruss [1977] sur les glaciers indonésiens d'Irian Jaya, il n'existe actuellement pas de modèle physique adapté aux spécificités des glaciers tropicaux permettant de prendre en compte à la fois la dynamique du glacier, le bilan de masse et les paramètres climatiques qui les contrôlent. On a vu dans le troisième chapitre que l'approche d'Allison et Kruss ne pouvait être utilisée par manque de données sur la dynamique des glaciers boliviens, comme la forme du lit rocheux sous-jacent et donc l'épaisseur du glacier, ou encore les vitesses d'écoulement. En outre, l'objet de cette thèse n'était pas de développer un tel modèle.

Ainsi, pour réaliser une interprétation paléoclimatique à partir de la reconstruction de l'évolution des glaciers depuis leur période d'extension maximale du PAG, j'ai été amené à utiliser des approches simplifiées, comme le modèle développé par Kuhn [1989] sur des glaciers alpins et adapté par Kaser [2001] aux glaciers tropicaux, l'approche d'Hastenrath [1984] basée sur une analyse de sensibilité du bilan de masse des glaciers tropicaux, ou encore celle élaborée au LGGE visant à caractériser la différence de bilan entre deux stades en se basant sur la géométrie des glaciers et la courbe bilan/altitude. Ces approches ne tiennent pas compte des aspects relatifs à la dynamique glaciaire, mais permettent néanmoins de quantifier les variations possibles de certains paramètres climatiques en fonction des paramètres glaciologiques reconstitués.

J'ai choisi d'appliquer ces approches pour quatre phases de l'évolution de glaciers boliviens :

- Leur extension maximale, c'est-à-dire la seconde moitié du 17^{ème} siècle et les décennies suivantes jusqu'au stade morainique M3 (~1735 AD) ;
- La décrue postérieure à M3, jusqu'au stade morainique M9, c'est-à-dire entre ~1735 AD et ~1870 AD ;
- La période M9-M10, c'est-à-dire les dernières décennies du 19^{ème} siècle et la première du 20^{ème} siècle ;
- Le 20^{ème} siècle.

Pour chacune de ces périodes, les données obtenues sur la base de la reconstruction de l'évolution des glaciers seront considérées à la lumière des indications déduites des « proxies » du climat comme les carottes de glace ou de sédiments lacustres et les données historiques. Les reconstructions de l'ENSO et l'activité solaire seront intégrées afin de proposer des hypothèses les plus vraisemblables quant aux conditions climatiques ayant régné au cours des quatre derniers siècles.

5.2.1. La période d'extension maximale des glaciers boliviens au Petit Age Glaciaire : une période froide et humide ?

5.2.1.1. Interprétation des variations de l'altitude de la ligne d'équilibre

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la variation moyenne de la ELA entre la période d'extension maximale des glaciers au PAG et la fin du 20^{ème} siècle, pour l'ensemble des onze glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie considérés, est de 133 ± 36 m (ELA calculée pour 1997 en considérant le glacier à l'équilibre). Le tableau 5.3. présente les résultats des modèles de Kaser [2001] et de Kuhn [1989] (cf. 3.4.1., 3.4.2.) correspondant à cette variation. Ces deux modèles permettent de traduire une variation de la ELA au cours du temps en une variation de température, d'accumulation (c'est-à-dire des précipitations), de radiation nette, ou une variation combinée de ces différents paramètres. J'ai donc fait quatre simulations en considérant que la variation de la ELA est expliquée soit par :

- 1) Un changement de température (ΔT_a) ;
- 2) Un changement de l'accumulation (Δc) ;
- 3) Un changement de la température et de l'accumulation. Dans ce cas, j'ai fixé différentes valeurs de changement de température et regardé dans quelle mesure varie l'accumulation ;
- 4) Un changement combiné de la température, de l'accumulation et de la radiation nette. Dans ce cas, j'ai regardé dans quelle mesure varie l'accumulation en fixant différentes valeurs de changement de température et en considérant une variation de la radiation nette (ΔQ_r) de l'ordre de 3 W m^{-2} sur la base des travaux de Lean et Rind [1998] qui ont mis en évidence une baisse du rayonnement solaire durant la seconde moitié du 17^{ème} siècle, période qui correspond au Minimum de Maunder [Eddy, 1976].

Tableau 5.3. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de ELA de 133 ± 36 m. Lorsque des valeurs sont barrées, c'est que les résultats ne sont pas considérés comme plausibles (cf. texte). τ représente la durée de la période d'ablation. Les Δ traduisent la variation du paramètre considéré par rapport à son niveau actuel correspondant à la remontée de la ELA depuis le maximum du PAG

		Modèle de Kaser		Modèle de Kuhn	
		$\tau = 365$	$\tau = 180$	$\tau = 242$	$\tau = 365$
ΔT_a seule ($^{\circ}\text{C}$)		$0,69 \pm 0,19$	$0,80 \pm 0,22$	$0,80 \pm 0,22$	$0,80 \pm 0,22$
Δc seule (mm)		-834 ± 226	-731 ± 198	-983 ± 266	-1483 ± 401
$\Delta c +$ (mm)	$\Delta T_a = 0,65^{\circ}\text{C}$	-43	-136	-182	-275
	$\Delta T_a = 0,6^{\circ}\text{C}$	-104	-181	-244	-368
	$\Delta T_a = 0,55^{\circ}\text{C}$	-165	-227	-306	-461
	$\Delta T_a = 0,5^{\circ}\text{C}$	-225	-273	-367	-554
$\Delta c + \Delta Q_r^{(1)}$ (mm)	$\Delta T_a = 0,5^{\circ}\text{C}$	-66	-133	-179	-270
	$\Delta T_a = 0,4^{\circ}\text{C}$	-188	-225	-302	-456

⁽¹⁾ $\Delta Q_r = 3 \text{ W m}^{-2}$ [Lean et Rind, 1998]

Dans la première simulation (en considérant que seule la température a varié au cours du temps), cette remontée de la ELA entre le milieu du 17^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle traduit le fait que les températures étaient inférieures lors du maximum d'extension du PAG, par rapport aux moyennes actuelles, de $0,69 \pm 0,19^\circ\text{C}$ avec le modèle de Kaser et de $0,80 \pm 0,22^\circ\text{C}$ avec celui de Kuhn, quelle que soit la durée de la période d'ablation considérée, pour le second. Ces résultats sont plausibles, bien que légèrement supérieurs aux températures reconstituées à partir de différents « proxies » donnant une variation pour la même époque d'environ $0,6^\circ\text{C}$ (cf. 5.2.1.2.). Mais le fonctionnement actuel des glaciers tropicaux, tel qu'il a été décrit ci-dessus, montre que, pour que le bilan de masse soit positif, il faut que les précipitations soient excédentaires par rapport à leur moyenne actuelle. On doit donc envisager d'introduire les précipitations dans les simulations.

La deuxième simulation montre que, si l'on ne fait varier que l'accumulation, les modèles de Kaser et de Kuhn traduisent cette variation de 133 ± 36 m de la ELA en une hausse de l'accumulation, pour le milieu du 17^{ème} siècle par rapport à la fin du 20^{ème} siècle, de 834 ± 226 mm selon Kaser et de 731 ± 198 à 1483 ± 401 mm, suivant la durée de la période d'ablation considérée, selon Kuhn.

On remarque que la durée de la période d'ablation est un facteur très important dans le modèle de Kuhn. L'accumulation reconstruite varie proportionnellement à celle-ci, soit du simple au double quand on considère une période d'ablation de 180 ou de 365 jours. Ainsi, dans ce modèle, une période d'ablation de 365 jours correspond à un taux d'ablation constant tout au long de l'année, ce qui n'est pas le cas sur les glaciers boliviens où alternent une période d'ablation intense sous forme de fusion pendant l'été austral, et une période d'ablation réduite où intervient la sublimation pendant l'hiver austral (cf. 5.1.1.1.). Cependant, il n'est pas possible dans le modèle de Kuhn de paramétrer la part de la sublimation et de la fusion, comme c'est le cas dans celui de Kaser. Ainsi, considérer une période d'ablation trop longue tend à surestimer les résultats obtenus. Il semble qu'une période de 180 jours soit la plus adéquate pour représenter la période pendant laquelle la majeure partie de l'ablation a lieu sur les glaciers boliviens. En effet, les six mois de novembre à mars comptent pour 85% de la perte totale de masse sur les glaciers boliviens [Francou *et al.*, 2003]. En outre, en comparant les résultats des modèles de Kuhn et Kaser, on constate que c'est en prenant une période d'ablation de 180 jours dans le modèle de Kuhn que l'on se rapproche le plus des résultats du modèle de Kaser. Par la suite, je ne considérerai donc que cette durée de période d'ablation dans les simulations.

Dans tous les cas, cette hausse de l'accumulation au maximum du PAG représente une variation de $75 \pm 20\%$ à $152 \pm 41\%$ du niveau actuel des précipitations. C'est-à-dire qu'en considérant que, si seules les précipitations avaient varié depuis le maximum du PAG, elles auraient été en moyenne environ deux fois supérieures à celles enregistrées actuellement. Une telle différence ne paraît pas concevable. Il est donc nécessaire de prendre en compte la variation simultanée de plusieurs paramètres.

La troisième simulation prenant en compte une variation combinée de l'accumulation et des températures présente plusieurs scénarios plausibles.

En considérant un changement de température de $0,65^{\circ}\text{C}$, le changement associé de l'accumulation (+4 à +14% de l'actuel) ne semble pas être suffisant, par rapport à ce que l'on peut observer aujourd'hui (cf. 5.1.1.2.) pour que les bilans de masse augmentent de façon à faire avancer les glaciers. Ce scénario a été rejeté.

Les trois scénarios suivants sont plausibles, en considérant les deux modèles. Ils correspondent à une variation combinée de la température comprise entre $0,5$ et $0,6^{\circ}\text{C}$ et de l'accumulation comprise entre 104 et 273 mm, soit de 11 à 28% des précipitations actuelles.

La quatrième simulation prend en compte une variation combinée de l'ensemble des paramètres du modèle. En fixant la variation de la radiation nette à 3 W m^{-2} (cf. ci-dessus), les seuls scénarios possibles correspondraient à une baisse des températures de $0,4$ à $0,5^{\circ}\text{C}$ au maximum du PAG et une hausse des précipitations au milieu du 17^{ème} siècle de l'ordre de 19 à 23% ou de 7 à 14% de ce qu'elles sont actuellement, selon la variation de température considérée.

Même si ce changement des précipitations, en considérant une variation des températures de $0,5^{\circ}\text{C}$, peut paraître assez faible au regard de ce qui est mesuré actuellement pour les années de bilan positifs, il faut se souvenir que la radiation nette est le moteur de la fusion sur les glaciers tropicaux ; donc la baisse de 3 W m^{-2} du rayonnement incident considérée dans cette simulation a pu être suffisante pour faire baisser sensiblement la fusion et ainsi augmenter le bilan de masse. Cependant, en l'état des connaissances actuelles, il n'est pas possible de déterminer les conséquences exactes d'une telle baisse du rayonnement incident sur les processus physiques responsables de la fonte à la surface du glacier.

En considérant une baisse des températures de $0,4^{\circ}\text{C}$ lors du maximum du PAG, le changement associé des précipitations est de l'ordre de grandeur de ce qui est mesuré actuellement lors des phases froides de l'ENSO les plus marquées (~20%). Cependant, cette estimation de $0,4^{\circ}\text{C}$ est un peu inférieure au réchauffement généralement admis pour l'hémisphère sud entre le 17^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle, soit au minimum $0,5^{\circ}\text{C}$ [IPCC, 2001] (cf. ci-après 5.2.1.2. et figure 5.3.). L'estimation de l'IPPC étant une valeur moyenne, il est possible que localement le réchauffement ait été moindre.

Cette première approche basée sur la variation de la ELA donne donc cinq scénarios possibles. Ils seront considérés à la lumière des indications que peuvent nous donner d'autres « proxies » à la fin de cette sous-partie (cf. 5.2.1.3.).

5.2.1.2. Variation de bilan de masse donnée par l'approche LGGE

Cette approche consiste à appliquer la courbe bilan/altitude $f(b_0)$ à l'hypsographie du glacier pour différentes géométries de celui-ci, donc différents stades, afin de déduire une variation du bilan de masse entre ces stades (cf. 3.4.4.). Elle a été utilisée sur chacun des glaciers pour lesquels la surface a pu être reconstituée (cf. 4.3.1.). J'ai appliqué cette méthode pour la surface

actuelle des glaciers (1997 ou 1983 suivant les cas) et pour la surface correspondant à leur extension maximale du PAG.

Comme précisé dans la partie méthodologie, dans le cadre de cette approche, on suppose que le contour des glaciers est représentatif d'un état d'équilibre. Pour le contour correspondant à l'extension des glaciers au PAG, on estime que cette hypothèse est valable. En revanche, pour la période actuelle, c'est-à-dire la fin du 20^{ème} siècle, les glaciers étant en recul constant, l'état d'équilibre n'est sans doute pas vérifié.

Pour la courbe de bilan/altitude, en me basant sur les mesures faites sur le Glacier du Zongo depuis 1991 [Soruco *et al.*, 2005], j'ai considéré :

- En zone d'ablation, un gradient de bilan linéaire en fonction de l'altitude, égal à -2,32 m / 100 m.
- En zone d'accumulation, une équation du 2nd degré égale à $Y = -3,25 \times 10^{-6} X^2 + 3,79 \times 10^{-3} X$.
- L'altitude de la ligne d'équilibre à 5215 m, c'est-à-dire la valeur actuelle de la ELA₀ (cf. 5.1.2.).

Le tableau 5.4. présente les facteurs de correction de la courbe bilan/altitude pour la surface actuelle (C actuel), la surface correspondant à l'extension maximale des glaciers au PAG (C' PAG), ainsi que la différence entre ces deux facteurs.

Tableau 5.4. : Coefficients de correction de la courbe bilan/altitude.

	C actuel m d'eau an ⁻¹	C' PAG m d'eau an ⁻¹	Variation de C (C-C') m d'eau an ⁻¹
Tajira	4,68	5,66	0,98
Charquini NE	4,61	7,12	2,51
Charquini W	3,59	6,45	2,86
Charquini SE	3,19	7,95	4,76
Wila Lluxita	2,67	4,94	2,27
Charquini S	2,24	5,42	3,18
H.P. Ouest	1,52	2,27	0,75
Condoriri	1,41	3,66	2,25
Charquini N	1,08	4,59	3,51
H.P. Zongo	0,37	2,58	2,21
Jankhu Uyu	0,31	2,33	2,02
Moyenne	2,33	4,82	2,48
Ecart Type	1,55	1,95	1,12

La correction C (cf. 3.4.4. pour son calcul) est représentative de l'état de déséquilibre des glaciers, dans leur géométrie actuelle (1983 ou 1997 suivant les cas), avec le climat de la fin du 20^{ème} siècle. Elle s'interprète comme étant le bilan de masse qu'il faudrait ajouter à l'ensemble du glacier pour qu'il soit en équilibre avec le climat actuel, donc qu'il garde la géométrie qui a servi de base à ce calcul, c'est-à-dire celle de 1983 ou 1997 suivant les cas. On remarque que cet

état de déséquilibre est très variable d'un glacier à l'autre. Certains glaciers sont quasiment équilibrés, comme le Glacier du Zongo ou le Glacier Jankhu Uyu, d'autres au contraire sont en total déséquilibre, j'y reviendrai plus loin (cf. 5.2.4.)

Le facteur de correction C' , qu'il faut appliquer à la courbe bilan/altitude pour la surface maximale des glaciers au PAG, est représentatif de la différence climatique par rapport à la période actuelle. Ainsi, l'écart entre ces deux facteurs de correction (C' moins C) traduit la différence de bilan spécifique qu'il faudrait appliquer à la géométrie actuelle du glacier pour qu'il retrouve son extension du maximum du PAG. En d'autres termes, cet écart signifie qu'il faudrait ajouter sur l'ensemble de la surface des glaciers de la fin du 20^{ème} siècle une moyenne de $2,48 \pm 1,12$ m d'équivalent eau pour qu'ils retrouvent leur géométrie du milieu du 17^{ème} siècle.

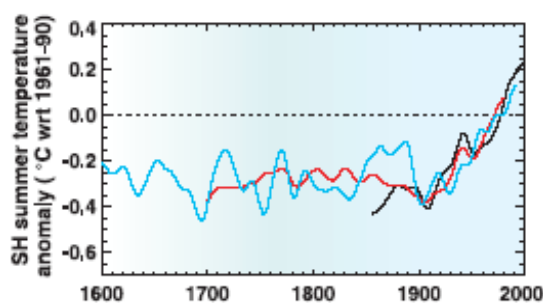
Notons qu'avec le gradient de bilan de masse en fonction de l'altitude mesuré sur le Glacier du Zongo et utilisé ci-dessus ($\partial b / \partial z = -2,32$ m / 100 m), cette différence de bilan correspond à une variation de ELA de 107 ± 48 m. Cette estimation est du même ordre de grandeur que le résultat obtenu avec la reconstruction géométrique, basée sur la méthode de l'AAR que j'ai réalisée, à savoir 133 ± 36 m.

Cette différence de bilan de $2,48 \pm 1,12$ mètres d'équivalent eau est nettement supérieure à la variabilité inter-annuelle du bilan de masse observée durant les phases les plus prononcées du phénomène La Niña comme en 96-97, 00-01 avec un bilan de masse de 0,65 et 0,56 m d'équivalent eau an⁻¹ respectivement, ou lors des phénomènes El Niño de 91-92 et 97-98 avec un bilan de masse de $-1,09$ et $-2,17$ m d'équivalent eau an⁻¹ respectivement.

En revanche, cette différence de bilan est du même ordre de grandeur que l'écart maximal des bilans mesurés entre les deux phases extrêmes de l'ENSO, El Niño et La Niña, qui est de 2,70 m d'équivalent eau (cf. 5.1.1.2.). Sachant que le El Niño pris en compte (celui de 1997-1998) était exceptionnellement marqué, on peut dire que la différence de bilan entre le maximum du PAG et l'actuel excède le niveau de la variabilité inter-annuelle moyenne.

Cependant, en regardant la variation des différents paramètres climatiques entre ces extrêmes Niño-Niña, on peut estimer l'ordre de grandeur de leur changement nécessaire pour que les glaciers atteignent leur dimension maximale du PAG. Ainsi, une augmentation d'environ 30% des précipitations annuelles actuelles, combinée à une baisse des températures moyennes annuelles (de la saison humide d'été) d'environ $1,5^\circ\text{C}$ ($2,4^\circ\text{C}$), pourrait permettre aux glaciers de retrouver leur extension du maximum du PAG. Cette variation de température peut paraître très importante au vu des reconstitutions réalisées dans l'hémisphère sud à partir de différents « proxies » [Jones *et al.*, 1998]. En effet, et c'est aussi le cas de l'hémisphère nord, même si le 17^{ème} siècle apparaît comme le siècle plus froid du dernier millénaire, les reconstitutions ne montrent qu'une variation maximale de l'ordre de $0,6^\circ\text{C}$ (cf. figure 5.3.) [Jones *et al.*, 2001 ; Mann et Jones, 2003].

Figure 5.3. : Evolution des températures estivales de l'hémisphère sud, [Jones et al., 2001].



Concernant les précipitations, cette estimation est du même ordre de grandeur que les simulations plausibles basées sur la variation de la ELA et les modèles de Kaser et Kuhn, prévoyant une variation de 23 à 28% (3^{ème} simulation avec une variation de température de 0,5°C). En revanche, du point de vue des températures, les estimations basées sur la variation de la ligne d'équilibre sont bien inférieures à celle obtenue ici.

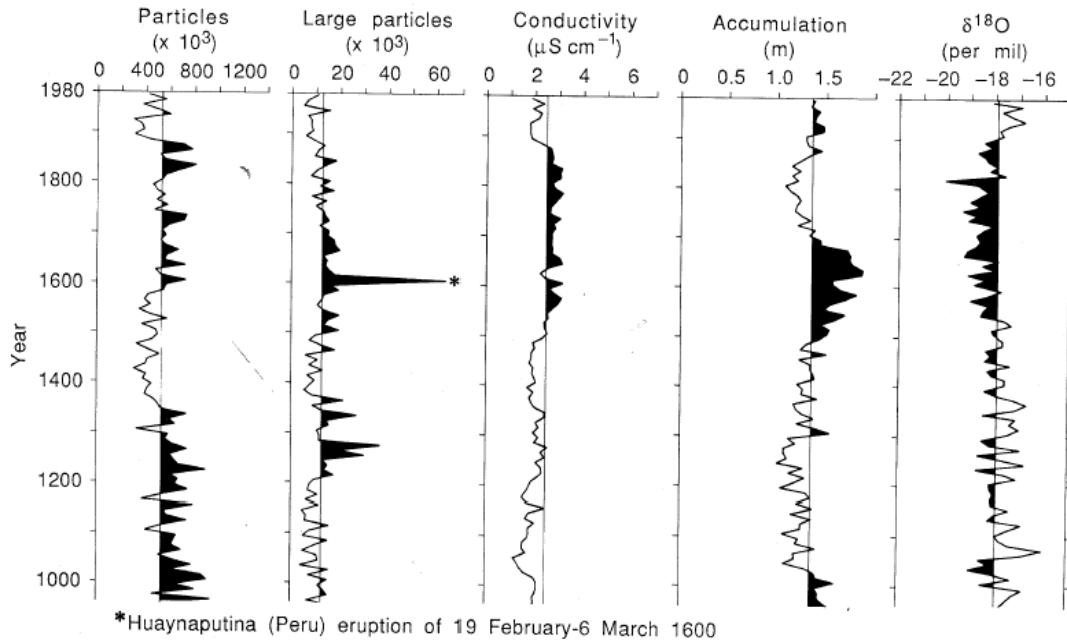
5.2.1.3. L'apport d'autres « proxies » et les hypothèses sur ce qu'a pu être la variation de certains paramètres climatiques depuis le maximum du PAG

Les reconstitutions paléoclimatiques, basées sur des indicateurs continentaux, sont assez rares dans la zone intertropicale par rapport à ce que l'on peut trouver pour les latitudes tempérées, notamment dans l'hémisphère nord. Pour la période correspondant au maximum du PAG, les meilleures indications proviennent des carottes de glace extraites des calottes glaciaires andines.

Ainsi, en se basant sur l'analyse des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$) et des poussières dans les carottes de Quelccaya (sud Pérou), Thompson *et al.* [1986] bornent le PAG à la période 1500 – 1900 AD. Même si un signal apparaît clairement sur ces deux marqueurs pour cette période (cf. figure 5.4.), leur interprétation en terme de paléotempérature n'a pas été confirmée, pour le moment, sur d'autres forages andins, dans la mesure où, sous les tropiques, les variations d'isotopes stables comme le $\delta^{18}\text{O}$ semblent être davantage contrôlées par les précipitations (notamment leur origine) que par les températures [Hoffmann *et al.*, 2003 ; Schotterer *et al.*, 2003 ; Vuille *et al.*, 2003].

Outre cette reconstitution des températures qui fait actuellement l'objet de discussions, Thompson *et al.* [1985] sont parvenus à extraire, à partir des deux carottes de Quelccaya, un signal de précipitation sur les 1500 dernières années en se basant sur l'épaisseur des couches annuelles et un modèle d'écoulement. Ainsi, la période 1500 – 1720 AD apparaît comme la plus humide des 1500 dernières années avec, dans les deux carottes, un taux d'accumulation supérieur de 20% à la moyenne de l'ensemble de la période. Cet excédant atteint environ 25% pour la période 1580 – 1680 AD, avec un maximum entre 1620 et 1670 (cf. figure 5.4.).

Figure 5.4. : Variations décennales de la concentration des particules par millimètre d'échantillon (diamètre $\leq 0,63\mu\text{m}$; $16\mu\text{m}$], large $> 1,59\mu\text{m}$), conductivité, rapport isotopique de l'oxygène et accumulation nette pour les mille dernières années, enregistrées dans les carottes du Quelccaya (Pérou) [Thompson *et al.*, 1986].



En conséquence, l'extension maximale des glaciers de Bolivie au PAG datée par lichenométrie de la seconde moitié du 17^{ème} siècle coïncide avec la période pendant laquelle l'accumulation était nettement supérieure à la moyenne des 1500 dernières années selon Thompson *et al.* [1985, 1986]. En outre, les chiffres mentionnés par Thompson (environ 25% d'accumulation en plus) concordent avec les résultats obtenus aussi bien à partir des reconstructions de ELA et de leur interprétation, à partir des modèles de Kuhn et Kaser, qu'avec la reconstitution faite par la méthode LGGE (cf. ci-dessus).

Il est intéressant de noter que cette période d'accumulation accrue, correspondant au maximum d'extension des glaciers boliviens, coïncide aussi avec une période pendant laquelle les phases chaudes de l'ENSO (phénomène El Niño) étaient peu importantes. Ce fait apparaît clairement dans les reconstructions historiques de l'ENSO de Quinn et Neal [1992] et surtout de Ortlieb [2000, 2002] qui a largement révisé la première, en se basant sur des archives historiques d'origines plus variées. La baisse d'activité de l'ENSO a été confirmée par d'autres études dont la reconstruction des températures de surface de la mer faite à partir de données dendrochronologiques [D'Arrigo *et al.*, 2005], ou encore l'enregistrement de l'ENSO dans les spéléothèmes [Brook *et al.*, 1999]. Ceci étant, pour valider cette idée, il faudrait être sûr que les phases chaudes de l'ENSO aient été, à cette époque du PAG, accompagnées, comme elles le sont actuellement, d'une baisse notable des précipitations. En outre, de résultats déduits des coraux dans le Pacifique Central [Cobb *et al.*, 2003] montrent au contraire que le milieu du 17^{ème} siècle a connu de nombreux événements ENSO. D'autres études sont donc nécessaires pour conclure sur ce point.

Par ailleurs, comme mentionné ci-dessus (cf. 5.2.1.1.), la seconde moitié du 17^{ème} et le début du 18^{ème} siècle (entre 1645 et 1715) correspondent à une période de faible activité solaire,

caractérisée par une absence totale de taches solaires. Elle est connue sous le nom de Minimum de Maunder [Eddy, 1976] ; la baisse de l'énergie émise par le Soleil correspondante a été évaluée à 0,24%, soit environ 3 W m^{-2} selon Lean et Rind [1998].

La concordance entre le maximum d'extension des glaciers sous les tropiques et ce minimum d'activité solaire soutient les arguments liant une atténuation du rayonnement solaire à l'abaissement des températures et à l'expansion des glaciers [Eddy, 1976 ; Free et Robock, 1999, Rind *et al.*, 2004].

Cependant, les effets directs d'une variation aussi faible ($\sim 3 \text{ W m}^{-2}$) sur le bilan d'énergie de surface des glaciers sont difficilement quantifiables. Cet ordre de grandeur est largement inclus dans le « bruit » des appareils de mesure dont on dispose sur les glaciers boliviens. On peut supposer que les glaciers tropicaux, de par leur position géographique qui les expose à un rayonnement solaire d'intensité presque constante tout au long de l'année et de par la haute altitude à laquelle ils se trouvent (faible densité de l'air), devraient être particulièrement sensibles aux variations du rayonnement solaire, mais cela est difficile à préciser par manque de mesures directes.

En outre, quels sont les effets indirects de cette variation d'activité solaire sur la nébulosité, les précipitations, l'humidité et sur le bilan de masse des glaciers ? Les conséquences des variations de l'activité solaire sur le climat sont encore mal comprises actuellement, la question reste largement ouverte et, de toutes façons, n'entre pas dans mes compétences.

On retiendra que le maximum d'extension des glaciers boliviens s'est produit dans la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Les reconstructions de la ELA et de la différence de bilan de masse permettent de proposer : 1) que les précipitations devaient être, au cours du maximum du PAG, plus importantes de l'ordre de 20 à 30% de ce qu'elles sont actuellement ; 2) que les températures devaient être inférieures d'environ 0,4 à 0,6°C ; 3) que la baisse du rayonnement solaire d'environ 3 W m^{-2} a pu avoir des conséquences favorables pour que les glaciers atteignent leur extension maximale du PAG.

Ces estimations sont généralement concordantes avec les indications fournies par d'autres « proxies » comme les carottes de glace, les reconstitutions de l'ENSO, des températures et de l'activité solaire.

5.2.2. Les causes probables du retrait des glaciers entre la seconde moitié du 17^{ème} et la fin du 19^{ème} siècle

La période allant de la seconde moitié du 17^{ème} à la fin du 19^{ème} siècle est délimitée par les moraines M1 ($\sim 1665 \text{ AD}$) et M9 ($\sim 1870 \text{ AD}$). On a vu que, suite à leur extension maximale de la seconde moitié du 17^{ème} siècle, les glaciers se sont maintenus dans une position proche jusqu'à M3 ($\sim 1735 \text{ AD}$) et qu'ensuite, ils sont entrés dans une phase de retrait, plus ou moins rapide, seulement interrompue par quelques phases de stagnation des fronts ou de réavancées d'ampleur assez faible (cf. 4.2.2. et 4.3.1.)

La remontée moyenne de l'altitude de la ligne d'équilibre entre les stades morainiques M1 et M9 a été de 49 ± 17 mètres. Le tableau 5.5. présente les résultats des modèles de Kaser et Kuhn correspondant à cette valeur de variation de la ELA. Les simulations ont été réalisées en faisant seulement varier la température, puis seulement l'accumulation, et enfin l'accumulation après avoir fixé la variation de température à $0,1^\circ\text{C}$ (cf. ci-après l'analyse de sensibilité du bilan de masse reconstitué pour la même période).

Tableau 5.5. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de la ELA de 49 ± 17 m.
Les Δ correspondent à la variation du paramètre considéré entre la seconde moitié
du 17^{ème} siècle (~1665 AD) et la fin du 19^{ème} siècle (~1870 AD)

	Modèle de Kaser $\tau = 365$	Modèle de Kuhn $T = 180$
ΔT_a seule ($^\circ\text{C}$)	$0,25 \pm 0,09$	$0,29 \pm 0,10$
Δc seule (mm)	-307 ± 107	-269 ± 93
Δc (mm) + ΔT_a ($=0,1^\circ\text{C}$)	-186	-178

D'après les deux modèles, cette variation de ELA d'une cinquantaine de mètres en un peu plus de deux siècles pourrait correspondre à une hausse des températures de $0,26 \pm 0,08$ à $0,23 \pm 0,10^\circ\text{C}$; ou bien à une baisse de l'accumulation de 269 ± 93 à 307 ± 107 mm, ce qui correspond à une baisse de 28 à 32% des précipitations actuelles. En fixant la variation de température à $0,1^\circ\text{C}$, la baisse associée de l'accumulation est de 178 à 186 mm, soit 18 à 20% des précipitations actuelles.

Grâce aux reconstructions du volume des glaciers pour les stades morainiques M1 et M9, il a été possible de calculer le bilan de masse annuel moyen pour l'ensemble de cette période (cf. 4.3.3.). Le résultat obtenu a été traduit en une variation d'énergie, en considérant que toute l'énergie disponible alimente la fusion. Suivant l'analyse de sensibilité développée par Hastenrath (cf. 3.4.3.), cette énergie est convertie soit en une variation de la température de l'atmosphère, soit en une variation de l'humidité de l'air, soit en une évolution de la nébulosité, soit en une variation combinée de ces différents paramètres.

Ainsi, le bilan de masse annuel moyen de l'ensemble des glaciers entre le maximum du PAG et la fin du 19^{ème} siècle de $0,08 \pm 0,03$ m d'équivalent eau an^{-1} correspond à une augmentation de l'énergie absorbée par la surface du glacier d'environ 1 W m^{-2} . Cet excès d'énergie a pu être la conséquence d'une augmentation de la température de $0,12^\circ\text{C}$, de l'humidité de $0,04 \text{ g kg}^{-1}$ (moyenne annuelle enregistrée sur le Glacier du Zongo : $5,5 \text{ g kg}^{-1}$ [Wagnon, 1999]), d'une baisse de la nébulosité de moins de 0,1/10, ou d'une combinaison de ces variables.

L'augmentation du rayonnement solaire de courte longueur d'onde résultant d'une baisse de la nébulosité peut expliquer la forte sensibilité des glaciers tropicaux à ce paramètre dans la mesure où la radiation nette est le principal moteur de la fusion. Cependant, la baisse du rayonnement de grandes longueurs d'onde associée à la baisse de la nébulosité limite cet effet [Ambach, 1974]. Il est par conséquent difficile de conclure quant à l'influence exacte d'un changement de la nébulosité sur le bilan d'énergie de surface des glaciers.

Un changement de nébulosité peut aussi avoir des conséquences sur les précipitations et donc sur l'albédo de la surface du glacier (en considérant que les précipitations tombent essentiellement sous forme de neige sur les glaciers), mais les conséquences d'un changement aussi mineur sont difficilement quantifiables. Cependant, ces deux paramètres (nébulosité et précipitations) sont liés et, même avec une variation faible, peuvent ajouter leurs effets pour faire accroître la fusion à la surface du glacier.

Si le retrait glaciaire entre le maximum du PAG et la fin du 19^{ème} siècle avait été le résultat d'une hausse des températures de 0,12°C, la hausse résultante de la ELA, selon les modèles de Kaser et Kuhn, aurait été de l'ordre de 20 m. Ce résultat n'est pas en accord avec les 49 mètres mesurés avec la méthode de l'AAR.

On a vu, à partir de l'interprétation de la reconstruction de la ELA, que, si on considère une hausse des températures de 0,1°C (estimation donnée par l'analyse de sensibilité du bilan de masse) entre le maximum du PAG et M9, une baisse associée de l'accumulation d'environ 180 mm, soit près de 20% des précipitations actuelles, est nécessaire pour expliquer la variation de 49 m de la ELA (cf. tableau 5.5.).

On constate que ce changement, dont la majeure partie a dû avoir lieu entre les stades morainiques M3 (~1735) et M9 (~1870) où la remontée de la ELA a été de 39 m, est cohérent avec la reconstitution de l'accumulation faite par Thompson *et al.* [1985] à partir des carottes de Quelccaya. Ces auteurs ont en effet montré que, durant la période 1720 – 1860 AD, l'accumulation était inférieure de 20% à la moyenne des 1500 dernières années (cf. figure 5.4.).

Comme je l'ai mentionné au début de cette sous-partie, le retrait des glaciers suite à leur période d'extension maximale du PAG a été interrompu par plusieurs phases de stagnation ou de légères réavancées.

A cet égard, il est intéressant de noter que la moraine M6 a été déposée à la suite d'une réavancée datée par lichenométrie de 1800±7 AD (en considérant l'ensemble des glaciers). Cette date correspond au cœur d'une autre période de baisse de l'activité solaire connue sous le nom de minimum de Dalton : 1783–1830 AD [Usoskin *et al.*, 2002]. Ce minimum a été de moindre importance que le minimum de Maunder ; néanmoins le fait que le retrait des glaciers ait ralenti pendant cette période, avec de surcroît une réavancée, même si elle ne a pas été très importante, soutient, là encore, l'hypothèse selon laquelle les avancées glaciaires sous les tropiques auraient pu être contrôlées par une légère baisse du rayonnement solaire.

Un autre fait est intéressant à noter. On a vu dans le 1^{er} chapitre quelles pouvaient être les conséquences d'éruptions volcaniques majeures sur le climat (cf. 1.3.1.2.), engendrant une baisse des températures pendant les quelques années suivant l'éruption. En outre, en 1992-93 le bilan de masse du Glacier du Zongo a été positif grâce aux conséquences de l'éruption du Pinatubo [Francou *et al.*, 2003], alors que les conditions climatiques associées à la longue phase chaude de l'ENSO 1990-1995 auraient normalement dû engendrer une perte de masse conséquente sur le glacier (cf. 5.1.1.2.). Par ailleurs, le dépôt de la moraine M7, datée de 1818±4 AD et attestant d'une phase de stagnation des glaciers de courte durée, pourrait être reliée à l'éruption du

Tambora de 1815, qui a été l'une des plus importantes des quatre derniers siècles [Free et Robock, 1999].

Ainsi, il existe de bons arguments pour soutenir que le retrait glaciaire qui a fait suite au maximum d'extension des glaciers du PAG en Bolivie a été la conséquence d'une baisse des précipitations, marquée à partir du milieu du 18^{ème} siècle. En outre, il est possible d'attribuer à des événements globaux connus, tels que le minimum d'insolation de Dalton ou l'éruption du Tambora, la réavancée des glaciers au tournant du 19^{ème} siècle et leur phase de stagnation attestée par la moraine M7, datée de 1818±4 AD.

5.2.3. Qu'est-ce qui a précipité le recul des glaciers à la fin du 19^{ème} siècle ?

La fin du 19^{ème} siècle est marquée par une accélération du recul des glaciers. Ce fait est quantitativement appuyé, pour les glaciers boliviens, par les reconstitutions de surface et de ligne d'équilibre qui ont été présentées dans le 4^{ème} chapitre. La perte de surface annuelle, ainsi que la vitesse de remontée de la ligne d'équilibre atteignent leur taux le plus important depuis le milieu du 17^{ème} siècle. Comme précisé dans le 1^{er} chapitre, ce retrait important à partir de 1870-80 est aussi documenté pour les glaciers du Pérou et d'Equateur. Cette synchronisation à l'échelle de la zone intertropicale est sans doute le reflet d'un forçage climatique important d'échelle régionale.

Si l'on considère les reconstitutions de la ELA pour les glaciers boliviens, sa remontée entre les stades morainiques M9 (~1870) et M10 (~1910) est égale à 29±20 m. L'interprétation de cette variation en terme de température et d'accumulation avec les modèles de Kaser et Kuhn est donnée dans le tableau 5.6.

Tableau 5.6. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de la ELA de 29±20 m. Les Δ correspondent à la variation du paramètre considéré entre les moraines M9 (~1870) et M10 (~1910).

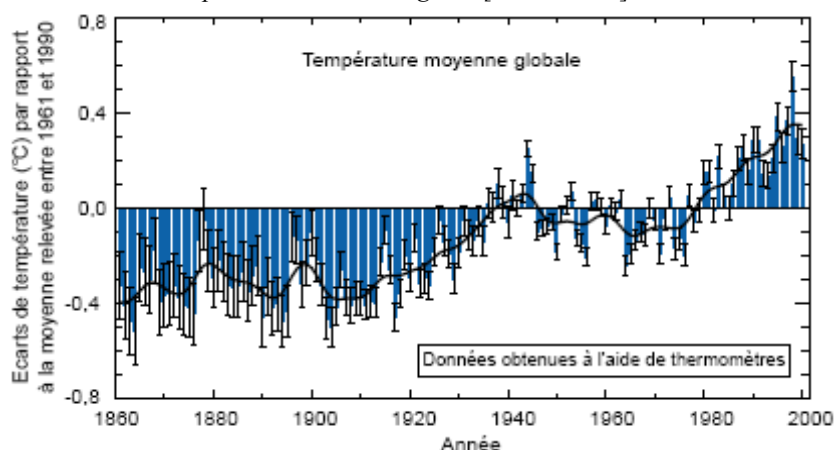
	Modèle de Kaser	Modèle de Kuhn
	$\tau = 365$	$\tau = 180$
ΔT_a seule (°C)	0,15±0,10	0,17±0,12
Δc seule (mm)	-182±125	-159±110

En considérant que seul un changement de température est responsable de cette remontée de la ELA, les modèles de Kaser et Kuhn donnent respectivement une hausse de 0,15±0,10 et 0,17±0,12 entre ~1870 et ~1910.

La figure 5.5. extraite du dernier rapport de l'IPCC [2001] montre que, même si la température a légèrement oscillé au cours de cette période de 40 ans, elle n'a pas augmenté de façon significative. Ainsi, on peut considérer que c'est un changement des précipitations qui est

responsable de la remontée de la ELA, donc du retrait accéléré des glaciers durant la période fin 19^{ème} – début 20^{ème} siècle.

Figure 5.5. : Evolution de la température entre 1860 et 2000 pour l'ensemble du globe [IPCC, 2001].



Selon les modèles de Kaser et Kuhn, l'interprétation de la remontée de la ELA, entre ~1870 et ~1910, en terme d'accumulation uniquement, se traduit par une baisse de 159 ± 100 mm à 182 ± 125 mm, soit une diminution de 16 à 20% par rapport aux précipitations actuelles.

Outre les résultats des carottages de Thompson *et al.* [1985] sur le Quelccaya montrant un déficit des précipitations pour le 19^{ème} siècle, d'autres évidences viennent appuyer le fait que la fin du 19^{ème} siècle et le début du 20^{ème} ont sans doute été secs.

En se basant sur une douzaine de stations météorologiques disposant de données depuis 1860 et réparties sur l'ensemble de la zone intertropicale, Kraus [1955] met en évidence une chute abrupte des précipitations pendant la période 1870 – 1900 AD. Il attribue en grande partie cette baisse du cumul annuel au raccourcissement de la saison des pluies.

Une autre évidence vient des reconstructions paléohydrologiques basées sur l'analyse géochimiques et isotopiques d'enregistrements sédimentaires venant de plusieurs lacs de la Cordillère des Andes entre 18°S et 26°S, faites par Valero-Garcés *et al.* [2003]. Les auteurs ont montré que, durant la période 1880 – 1905 AD, le niveau du Lac Chungara (18°15'S) était particulièrement bas, ce qui implique des précipitations très faibles dans ce secteur de Bolivie localisé à moins de 200 km au sud-est de la zone d'étude considérée dans ce travail. De plus, ils indiquent qu'au même moment, le niveau des lacs dans la zone andine subtropicale (vers 26°S) était au contraire élevé. Cette opposition entre les Andes tropicales et subtropicales est aussi observée de nos jours et résulte de la variabilité des conséquences de l'ENSO. En phase chaude, l'Altiplano nord est déficitaire en pluies, tandis qu'au sud on enregistre un excédent [Aceituno, 1988]. On retrouve cette opposition de phase au niveau des glaciers puisqu'au même moment, alors que les glaciers des Andes tropicales reculent, les glaciers argentins et chiliens vers 30°S connaissent leur maximum d'extension du PAG (cf. 1.2.2.1.). Videla [1997] précise que ce maximum d'extension correspond à la période la plus humide des huit derniers siècles pour cette zone.

Cela tendrait à montrer que les phases chaudes de l'ENSO étaient importantes pendant cette période, avec les mêmes conséquences hydrologiques qu'actuellement.

A cet égard, si l'on s'intéresse aux cycles climatiques de l'océan Pacifique, on peut observer la présence d'une anomalie chaude, longue et intense, caractéristique des phases chaudes de l'ENSO (El Niño), dans le Pacifique intertropical central entre 1860 et le début du 20^{ème} siècle [Kaplan *et al.*, 1998 ; Kerr, 1999]. De même, Torrence et Webster [1999] aboutissent à la conclusion que la période 1875 – 1920 AD a été caractérisée par une haute fréquence d'événement, El Niño, en se basant sur les mesures de température de surface de la mer pour la zone Niño 3 (5°S–5°N, 90°–150°W) et les sur mesures des pluies mensuelles en Inde, toutes disponibles depuis 1871.

Enfin, Quinn et Neal [1992] soutiennent aussi, en se basant sur leur reconstruction historique des phénomènes El Niño, que la période 1864–1891 AD a été exceptionnelle, dans la mesure où il y eut de fréquents événements chauds dont la plupart étaient de forte voire très forte intensité.

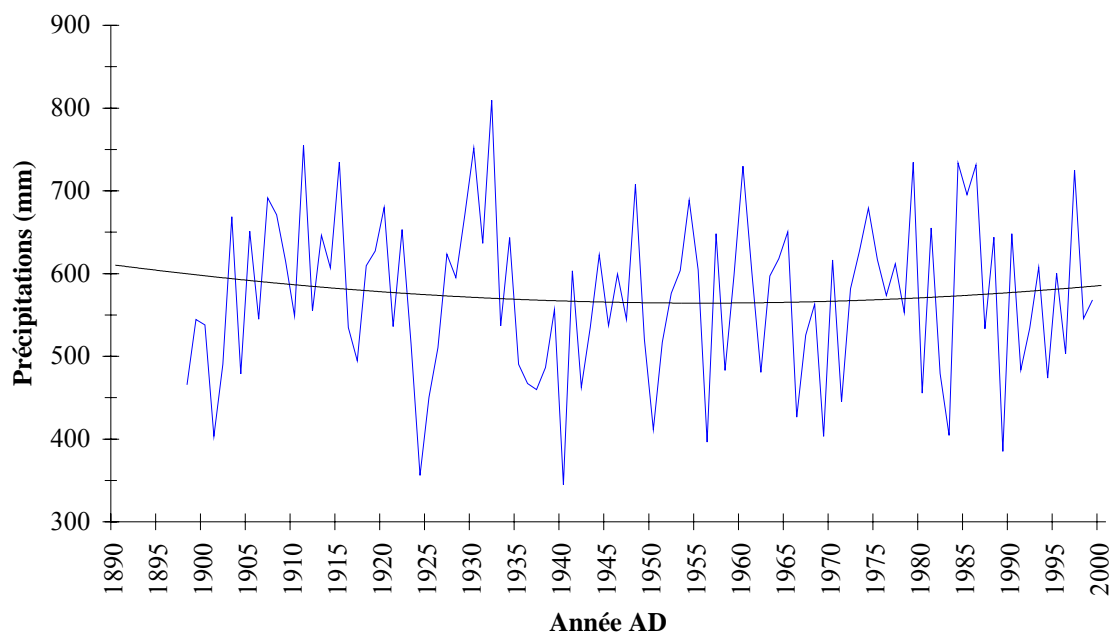
On peut donc penser que les mécanismes liant l'anomalie de température de surface du Pacifique Central au bilan de masse des glaciers étaient il y a un peu plus d'un siècle de même nature qu'aujourd'hui. De ce fait, on peut avancer l'hypothèse que la fin du PAG dans les Andes Centrales ait été associée à une succession de phénomènes El Niño, dont certains d'une forte intensité.

5.2.4. Le recul des glaciers tropicaux au 20^{ème} siècle comme conséquence d'un réchauffement du climat ?

Entre le stade morainique M10 daté par lichenométrie de 1910±2 AD et la fin du 20^{ème} siècle (1983 ou 1997 selon les cas), la remontée de la ELA, reconstruite avec la méthode de l'AAR, est de 55±27 m.

Une récente étude sur la série continue des précipitations annuelles, obtenue depuis 1898 à la station de l'observatoire San Calixto à La Paz à 3700 m d'altitude, environ 20 km au sud du massif du Charquini, a montré que, sur le 20^{ème} siècle, aucune tendance nette ne se dessine. Les quantités relevées sont stationnaires à l'échelle séculaire, ce qui tend à prouver la stabilité des pluies pour les cent dernières années [Gioda *et al.*, 2004].

Figure 5.6 : Précipitations annuelles enregistrées à la station de l'observatoire San Calixto (La Paz, Bolivie) depuis 1898 [adaptée de Gioda et al., 2004].



De ce fait, on peut considérer que seule une variation de la température a été la cause de la remontée de 55 ± 27 m de la ELA au cours du 20^{ème} siècle. D'après les modèles de Kuhn et Kaser, elle correspondrait à une hausse des températures de $0,33 \pm 0,16^\circ\text{C}$ et $0,28 \pm 0,14^\circ\text{C}$ respectivement.

En ajoutant cette hausse des températures sur le 20^{ème} siècle à celle retenue pour la période allant de la 2^{nde} moitié du 17^{ème} à la fin 19^{ème} siècle, on obtient 0,4 à 0,5 $^\circ\text{C}$, soit une estimation égale à celle que j'ai considérée pour l'ensemble de la période 2^{nde} moitié du 17^{ème} – fin du 20^{ème} siècle (cf. 5.2.1.3.), ce qui concorde avec les résultats de l'IPCC [2001].

A partir de la reconstruction du volume des cinq glaciers du Charquini correspondant à la moraine M10, on estime le bilan de masse annuel moyen de ces glaciers pour le 20^{ème} siècle (1910–1997) à $-0,46$ m d'équivalent eau an^{-1} . L'analyse de sensibilité selon la méthode d'Hastenrath (cf. 3.4.3.) montre qu'en considérant la fusion comme seul processus d'ablation (chaleur latente de fusion $L_m = 33 \times 10^4 \text{ J Kg}^{-1}$), cette perte de masse correspond à une augmentation de l'énergie disponible à la surface du glacier de 5 W m^{-2} qui peut se traduire soit par une hausse des températures de $0,7^\circ\text{C}$ (augmentation du flux de chaleur sensible de l'atmosphère), soit par une hausse de l'humidité de $0,25 \text{ g kg}^{-1}$, soit par une baisse de la nébulosité d'environ 0,2/10, soit par une combinaison de ces différents paramètres. Si l'on ne considère que la température, la hausse donnée par cette analyse de sensibilité est nettement supérieure à celle donnée par les modèles de Kuhn et Kaser se basant sur la variation de la ELA. On peut penser que la part de la sublimation dans l'utilisation de l'énergie disponible à la surface du glacier n'est pas négligeable, car elle représente, sur le glacier du Zongo, près de 15% de la perte de masse annuelle (cf. 5.1.1.1.) et qu'elle consomme environ 49% de l'énergie disponible à la surface du glacier (cf. 3.4.2.). Ainsi, les estimations fournies par cette approche peuvent être surestimées. En outre, le taux d'humidité de l'air est lié à sa température et de ce fait une hausse

des températures et de l'humidité sont physiquement liées. On a vu de plus que les glaciers boliviens étaient très sensibles à la nébulosité (cf. 5.2.2.). Ainsi, une variation combinée au cours du 20^{ème} siècle des trois paramètres semble être plus à même d'expliquer le bilan de masse annuel moyen reconstitué que la seule variation de l'un d'eux.

5.2.5. Le fort recul des glaciers depuis 2 à 3 décennies

Nous avons vu que la méthode géométrique de l'AAR pour reconstruire la ELA repose sur l'hypothèse que le glacier est à l'équilibre (cf. 3.3.3.). Cette hypothèse peut être considérée comme vraie pour les stades morainiques M1 à M10. En revanche, pour la seconde moitié du 20^{ème} siècle et notamment pour les deux dernières décennies, présentant les bilans de masse les plus négatifs des quatre derniers siècles (cf. 4.3.3.), le retrait accéléré des glaciers boliviens montre que cet état d'équilibre ne s'est pas produit. D'ailleurs, aucune moraine nette, outre les petits cordons liés aux variations annuelles des fronts ne s'est formée. Donc cela signifie que le contour actuel des glaciers (1983 ou 1997 selon les cas) n'est pas le reflet du climat.

La comparaison de la ELA calculée pour chacun des glaciers avec la méthode de l'AAR et celle déterminée à partir des mesures de terrain (balises d'ablation) traduit le déséquilibre des glaciers dans leur extension actuelle avec le climat et montre l'ampleur du recul auquel il faut s'attendre dans les décennies à venir afin qu'ils retrouvent un nouvel équilibre.

Pour l'ensemble des glaciers où elle a été reconstruite, la ELA, estimée avec la méthode de l'AAR, se situe entre 4960 et 5230 m. Comme précisé précédemment, la ELA_0 , déterminée à partir des mesures de terrain sur plus de 10 ans (1991-2004), se localise à 5215 m sur le Glacier du Zongo et à 5257 m sur celui de Chacaltaya (cf. 5.1.2.). L'écart moyen entre les deux estimations est donc de 140 m.

Sachant que l'altitude maximale de la plupart des glaciers considérés dans ce travail n'excède pas 5300 mètres (cf. chapitre 2) et que, par conséquent, la ELA_0 se situe soit non loin de leur sommet, soit au-dessus, ces glaciers sont amenés à reculer de manière drastique afin de retrouver une géométrie en équilibre avec le climat. Leur étendue sera alors très réduite et certains pourraient disparaître dans un futur proche.

Cette conclusion est étayée par l'utilisation du facteur de correction « C actuel » (cf. 3.4.4. et 5.2.1.2.) qu'il faudrait ajouter au bilan de masse des glaciers afin qu'ils conservent leur taille actuelle. Un apport moyen de $2,33 \pm 1,55$ m d'équivalent eau serait nécessaire, soit une quantité presque identique à l'écart de bilan entre la géométrie actuelle et celle qui était la leur lors du maximum du PAG (cf. tableau 5.4.).

On se rend compte que certains glaciers, comme le Glacier du Zongo ou le Glacier Jankhu Uyu, sont moins déséquilibrés, avec une correction C de 0,37 et 0,31 m d'équivalent eau respectivement. Cela tient au fait que ce sont des glaciers qui possèdent une zone d'accumulation encore vaste située à plus de 5400 mètres d'altitude (cf. chapitre 2).

Il est intéressant de noter que, sur la période 1991-2004, le bilan de masse du Glacier du Zongo, calculé à partir des mesures de terrain, est de $-0,38$ m d'équivalent eau an^{-1} . La bonne cohérence trouvée entre ce résultat et la correction « C actuel » de $0,37$ m d'équivalent eau rend compte de la validité de cette méthode, en se souvenant tout de même que ce sont les données du Zongo de cette même période qui ont servi à établir la relation bilan/altitude (on est dans le cas d'un raisonnement circulaire).

L'analyse de sensibilité du bilan de masse montre que, pour que les glaciers retrouvent un état d'équilibre dans leur géométrie actuelle, ce qui équivaut à affecter leur bilan d'un apport de $2,33 \pm 1,55$ m d'équivalent eau en moyenne (facteur de correction « C actuel »), il faudrait une baisse d'énergie à la surface du glacier de 25 ± 17 W m^{-2} . Celle-ci pourrait venir soit d'une baisse des températures de $3,55 \pm 2,36^\circ\text{C}$, soit d'une réduction de l'humidité de $1,24 \pm 0,83$ g kg^{-1} ($\sim 25 \pm 16\%$ du taux moyen actuel), soit d'une hausse de la nébulosité de $1/10$, soit d'une quelconque combinaison de ces différents paramètres.

Les glaciers choisis dans ce travail sont représentatifs des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie. Aussi, avec le maintien du même taux de recul que celui de la fin du 20^{ème} siècle, les glaciers dont le sommet n'excède pas 5300 m pourraient disparaître dans les toutes prochaines décennies.

5.3. Conclusion

L'évolution des glaciers depuis leur maximum d'extension du PAG, basée sur les reconstructions de la ELA et du bilan de masse, a été interprétée à l'aide de modèles simples comme ceux de Kuhn et Kaser ainsi qu'avec une analyse de sensibilité prenant en compte des variables pertinentes prises séparément. Ceci permet de proposer des hypothèses sur ce qu'a dû être l'évolution du climat dans cette région des Andes depuis le milieu du 17^{ème} siècle.

Pour que les glaciers avancent et déposent la moraine M1 qui correspond à l'extension maximale du PAG, on estime que les précipitations ont dû être supérieures de 20 à 30% à ce qu'elles sont actuellement et les températures plus basses de $0,4$ à $0,6^\circ\text{C}$. Comme la radiation nette à la surface des glaciers tropicaux est le principal moteur de la fusion, il est envisageable que la baisse du rayonnement solaire d'environ 3 W m^{-2} durant le minimum de Maunder (1645-1715 AD) ait pu jouer un rôle, non seulement pour que les glaciers atteignent leur extension maximale durant la seconde moitié du 17^{ème} siècle, mais aussi pour qu'ils gardent ensuite jusqu'à la première moitié du 18^{ème} siècle des proportions proches de celle-ci.

La décrue postérieure à l'extension maximale des glaciers, qui se fait nettement sentir à partir des années 1730-40, serait sans doute la conséquence d'une baisse des précipitations. Le fait que la seule avancée ayant interrompu le retrait des glaciers, même si elle n'a été que de faible ampleur, ait eu lieu pendant le minimum d'activité solaire de Dalton conforte l'hypothèse selon laquelle les avancées glaciaires sous les tropiques auraient pu être liées à une légère baisse du rayonnement solaire. Toutefois la physique du mécanisme reste à démontrer.

L'accélération du retrait entre le dépôt des moraines M9 (~1870) et M10 (~1910) permet de supposer que la succession de nombreux et intenses phénomènes El Niño, repérable à travers divers enregistrements, ait précipité la fin du PAG dans les Andes Centrales.

Concernant le 20^{ème} siècle, il semblerait qu'une hausse combinée de la température (de 0,3 à 0,7°C) et de l'humidité (~0,25 g kg⁻¹) soit responsable du retrait des glaciers.

Bien que ces estimations soient généralement concordantes avec les indications fournies par d'autres « proxies » comme les carottes de glace de Quelccaya, les reconstitutions de l'ENSO et de l'activité solaire, les ordres de grandeur mentionnés doivent être confirmés par d'autres indicateurs du climat. A cet égard, la dendrochronologie peut offrir un bon instrument, surtout pour reconstruire les précipitations de saison humide, si les résultats récents, encore préliminaires, se confirment [Argollo *et al.*, 2002]. De nouvelles recherches devraient permettre d'affiner les scénarios envisagés dans cette partie puisqu'un programme « multiproxies » combinant d'autres carottes de glace, les possibilités de la dendrochronologie et de la palynologie en milieu lacustre de haute montagne est actuellement développé par l'Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD et ses partenaires boliviens pour reconstruire avec plus de précision le climat du dernier millénaire dans les Andes Centrales.

J'ajouterai qu'en considérant la ELA₀ mesurée pour la période 1991-2004 sur les glaciers du Zongo et de Chacaltaya, la différence de 140 m constatée avec la ELA reconstruite par la méthode géométrique de l'AAR montre que l'extension actuelle des glaciers ne correspond pas à leur état d'équilibre. On peut en déduire que la plupart des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie, en particulier ceux situés à basse altitude, ne sont pas en équilibre avec le climat actuel et qu'ils pourraient disparaître dans les prochaines décennies.

Conclusions générales et perspectives

Le Petit Age Glaciaire constitue une période multiséculaire de crue des glaciers pendant laquelle ils ont conservé, malgré des fluctuations intermédiaires, des proportions nettement supérieures à celles qui sont actuellement les leurs. Cet événement est très inégalement étudié dans les différents massifs de la planète. Ainsi, ses causes, l'influence de divers forçages qu'ils soient régionaux ou globaux, le synchronisme des fluctuations glaciaires d'un massif à l'autre, d'un continent à l'autre, sont autant de paramètres qui ne peuvent être appréciés sans qu'une amélioration des connaissances de la répartition spatiale et temporelle de cet événement soit menée. Ce travail répond à la nécessité de mieux connaître le PAG dans une région du globe où l'information est limitée, voire parfois inexistante. C'est le cas des Andes intertropicales et particulièrement de la Cordillère Orientale de Bolivie.

Les objectifs de ce travail étaient triples : 1) établir une chronologie de l'évolution des glaciers depuis leur période d'extension maximale en se basant sur les dépôts morainiques construits par les glaciers lors des phases d'avancée ou de stagnation de leur front ; 2) quantifier l'ampleur de cette évolution en reconstruisant les surfaces, les altitudes des lignes d'équilibre, les volumes et les bilans de masse des glaciers pour les principaux stades morainiques ; 3) mettre en place, sur la base des paramètres glaciaires reconstitués et de modèles simples les reliant au climat, des scénarios d'évolution de divers paramètres climatiques.

Pour ces objectifs, les apports de cette thèse peuvent se résumer en trois points :

1. La chronologie de l'évolution des glaciers depuis leur phase d'extension maximale du PAG a été établie sur la base des principales moraines datées par lichenométrie en utilisant, pour la première fois, une méthode de traitement statistique plus sophistiquée et plus rigoureuse basée sur la théorie des valeurs extrêmes. J'ai pu montrer que :
 - L'extension maximale au cours du PAG des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie s'est produite dans la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Cette avancée est, du moins pour les glaciers considérés, la plus importante du dernier millénaire et peut-être de la seconde moitié de l'Holocène ;
 - Les glaciers se sont maintenus à une position presque équivalente à leur maximum jusqu'à la première moitié du 18^{ème} siècle ;
 - Leur retrait, à partir des années 1730-40, est quasiment continu, interrompu par quelques périodes d'arrêt des fronts ou de courtes réavancées, dont les plus marquées ont eu lieu aux environs de 1800 et 1870. Les moraines attestant de ces

avancées plus récentes sont situées nettement plus en amont que les moraines de la phase d'extension maximale du PAG.

2. La reconstruction de paramètres glaciologiques tels que la surface, l'altitude de la ligne d'équilibre, le volume et le bilan de masse des glaciers faite à l'aide de cartes topographiques élaborées par restitution photogrammétrique m'a permis d'établir que :
 - Sur l'ensemble de la période, entre le maximum d'extension des glaciers de la seconde moitié du 17^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle, les glaciers ont perdu en moyenne 59 ± 16 % de leur surface. Dans le même temps, l'altitude de la ligne d'équilibre est remontée d'au moins 133 ± 36 m ;
 - Après la première moitié du 18^{ème} siècle, le recul des glaciers a été important dans la deuxième moitié de ce siècle, avant de diminuer durant la majeure partie du 19^{ème} siècle. Les dernières décennies du 19^{ème} siècle et la première du 20^{ème} siècle sont par contre marquées par des taux de recul très importants, largement supérieurs à ceux enregistrés précédemment. Au cours du 20^{ème} siècle, jusqu'en 1980 environ, le recul n'est pas linéaire mais il reste toujours assez important. L'accélération du retrait à partir des années 1980 est sans précédent depuis le milieu du 17^{ème} siècle.

L'ensemble des résultats obtenus, aussi bien la datation des moraines que la reconstitution de paramètres glaciologiques sont concordants avec les rares données disponibles dans d'autres massifs des Andes intertropicales, de la Colombie au Pérou en passant par l'Equateur. Ceci conforte l'hypothèse d'une variation synchrone des glaciers à l'échelle régionale.

3. L'interprétation climatique des résultats est basée sur des modèles disponibles et relativement simples reliant la ELA à certains paramètres climatiques, sur une analyse de sensibilité des bilans de masse et sur une méthode de quantification de la variation du bilan de masse au cours du temps. Il en ressort que :
 - Les conditions climatiques ayant permis aux glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie d'atteindre leur phase d'extension maximale du PAG ne sont jamais réunies actuellement, même lors des phases froides de l'ENSO ;
 - Pour que les glaciers atteignent leur extension maximale du PAG, il faudrait que les précipitations soient supérieures de 20 à 30% à ce qu'elles sont actuellement et que les températures soient plus basses de 0,4 à 0,6°C aux moyennes actuelles. Il peut être avancé que la baisse du rayonnement solaire au cours du minimum de Maunder ait pu être en partie responsable de l'extension maximale qu'ont connue les glaciers boliviens au cours de la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Dans le même ordre d'hypothèse, l'avancée, bien marquée, qui a déposé la moraine M6 vers 1800 AD peut avoir été liée au minimum solaire de Dalton. Il est donc possible que l'activité solaire soit responsable des avancées glaciaires sous les tropiques. Toutefois, ce raisonnement est fondé sur une concomitance

d'événements et n'est pas corroboré par un modèle physique liant baisse d'insolation et croissance glaciaire.

- La décrue glaciaire, d'abord rapide durant la seconde moitié du 18^{ème} siècle puis plus modérée durant les deux premiers tiers du 19^{ème} siècle, résulterait d'une baisse des précipitations. Si cette baisse des précipitations semble déjà confirmée par d'autres indicateurs, elle mérite cependant d'être étayée par d'autres études ;
- L'accélération du retrait entre la fin du 19^{ème} siècle et le début du 20^{ème} siècle correspond à une période, avérée par de nombreux indicateurs, de prédominance d'une anomalie chaude dans le Pacifique équatorial (ENSO) qui semble avoir eu les mêmes conséquences que celles qu'elle a actuellement. D'où l'hypothèse présentée que c'est une succession de phénomènes El Niño qui aurait précipité la fin du PAG dans les Andes Centrales ;
- Le retrait continu des glaciers boliviens au 20^{ème} siècle résulte principalement d'une hausse de la température et de l'humidité atmosphérique.

Ces estimations sont en accord avec les indications, encore trop peu nombreuses, qui sont fournies par d'autres « proxies » du climat de la zone continentale intertropicale telles que les carottes de glace (Quelccaya), des reconstructions paléohydrologiques lacustres ou encore les archives historiques permettant de retracer l'histoire des phénomènes El Niño.

Les scénarios climatiques proposés ne peuvent dans le futur être améliorés qu'en développant un modèle glacier/climat plus robuste que ceux qui existent et qui ont encore été peu testés sur les glaciers actuels, intégrant la dynamique des glaciers et prenant mieux en compte les spécificités des glaciers tropicaux. Parallèlement, il sera important de disposer de données paléoclimatiques plus précises que celles dont on dispose actuellement pour contraindre un tel modèle. Des travaux en dendrochronologie, grâce au programme mené conjointement par l'Unité de Recherche Great-Ice et ses partenaires sud-américains en Bolivie et au Pérou, devraient permettre de reconstruire les précipitations au cours des siècles passés avec une bonne résolution. En effet, les résultats déjà obtenus sur *Polylepis Tarapacana* ont montré l'existence d'une relation entre la taille des cernes et les précipitations, la prochaine étape étant celle de la reconstruction des valeurs précipitées [Argollo *et al.*, 2002]. De même, les analyses de forages glaciaires plus récents comme l'Illimani ou le Coropuna sont des programmes qui pourront confirmer ou infirmer les résultats obtenus par Thompson *et al.* [1985, 1986] à Quelccaya à partir des taux d'accumulation.

Les objectifs fixés au début de cette thèse ont donc été atteints. Néanmoins, il ne s'agit que d'une étape dans un long processus de recherche, et cela apparaît clairement à travers les nouveaux questionnements qui ont surgi au cours de ces trois années :

- J'ai précisé que le nouveau traitement statistique des données lichenométriques et notamment le calcul des marges d'erreur par la méthode bayésienne est toujours en cours de développement. Si l'on peut être confiant sur les dates avancées, il sera

indispensable de reprendre le calcul de leurs marges d'erreur une fois que la méthode sera tout à fait opérationnelle ;

- Il sera intéressant aussi d'étendre la chronologie obtenue pour la Bolivie à toutes les Andes intertropicales, notamment celles du Pérou et d'Equateur. J'ai mentionné à plusieurs reprises la possibilité d'un synchronisme de la réponse des glaciers au climat au niveau régional, en me basant sur la concordance de mes datations avec celles obtenues par Solomina *et al.* (sous presse) au Pérou, sur l'évolution des glaciers depuis la fin du 19^{ème} siècle et sur leur réponse commune à des forçages extérieurs dominants comme l'ENSO. Connaître plus précisément l'évolution des glaciers d'autres massifs des Andes intertropicales sur la base des moraines comme cela a été fait dans ce travail permettrait d'étayer cette conclusion. Cela ouvrirait la possibilité de traiter l'évolution climatique globale de cette région au cours des derniers siècles à l'aide d'un modèle de circulation générale ;
- D'un point de vue glaciologique, j'ai mentionné l'influence de la localisation géographique (versant amazonien, versant Altiplano) sur l'évolution des glaciers de la Cordillère Orientale, notamment celle du gradient des précipitations existant entre le versant amazonien et le versant Altiplano de la Cordillère. Une meilleure connaissance de l'évolution des différents appareils glaciaires depuis le milieu du 20^{ème} siècle, notamment grâce à la photogrammétrie, ainsi que la mesure directe du bilan de masse sur des glaciers d'exposition différentes, par rapport aux flux humides amazoniens, devraient permettre de conclure sur cette hypothèse. Cette question va faire l'objet de la thèse d'un étudiant bolivien à partir de la fin 2005 ;
- L'étude précise de la variabilité inter-annuelle du bilan de masse et notamment de la nature exacte des facteurs les plus influents, dont en particulier l'occurrence des précipitations, reste à faire. Divers travaux et thèses en cours devraient faire avancer cette question dans les années qui viennent.
- Enfin, l'étude du PAG dans les Andes encourage à « aller voir », plus en avant dans le passé, les variations des glaciers durant l'Holocène. Il faut, dans cette optique, trouver des sites où aient pu se conserver des marqueurs des variations climatiques holocènes, ces dernières restant encore pratiquement inconnues dans les Andes Centrales.

Références bibliographiques

- Aa, A.R. 1996. Topographic control of ELA depression on reconstructed LIA glaciers, Grovabreen, western Norway. *The Holocene*, 6 (1), 82–89.
- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505–524.
- Allison, I. 1974. Morphology and Dynamics of the tropical glaciers of Irian Jaya. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 10, 129–152.
- Allison, I. et P.D. Kruss. 1977. Estimation of recent climatic change in Irian Jaya by numerical modelling of its tropical glaciers, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 9 (1), 49–60.
- Ambach, W. 1974. The influence of cloudiness on the net radiation balance of snow surface with high albedo. *Journal of Glaciology*, 13 (67), 73–84.
- Ames, A. et B. Francou. 1995. Cordillera Blanca, glaciers en la historia, *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24 (1), 37–64.
- Aniya, M. 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. *The Holocene*, 6, 247–252.
- Argollo, J., C. Soliz et G. Miranda. 2002. La dendrocronología en Bolivia : el árbol como indicador de cambios ambientales. *Revista Boliviana de Geociencias*, 1, 88–94.
- Benedict, J.B. 1991. Experiments on lichen growth. Effects of seasonal snow cover. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 23 (2), 189–199.
- Benelhadj, Z. 2003. *Fluctuations des glaciers du Cerro Charquini (Cordillère Royale, Bolivie) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire*. Mémoire de Maîtrise, IGA-UJF.
- Berthelot, J. 1977. *Une Région minière des Andes péruviennes: 1480-1630*. Thèse d'Etat, EHESS, Paris.
- Bertrand, C. 2004. Les derniers 1000 ans. *Comptes Rendus Geoscience de l'Académie des Sciences*, 336, 741–750.
- Beschel, R., 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch G.O. (ed.), *Geology of the Arctic*. Toronto; University of Toronto Press, 2, 1044–1062.
- Bradley, R.S. 2000. Climate paradigms for the last millennium, *Pages Newsletters*, 8, 2–3.

- Bradley, R.S. et P.D. Jones. 1993. Little Ice Age summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3, 387–396.
- Braithwaite, R. 1984. Can the mass-balance of glacier be estimated from its equilibrium line altitude? *Journal of Glaciology*, 30 (106), 364–368.
- Brecher, H.H. and L.G. Thompson. 1993. Measurement of the retreat of Qori Kalis Glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59 (6), 1017–1022.
- Briffa, K.R., P.D. Jones, F.H. Schweingruber et T.J. Osborn. 1998. Influence of volcanic eruptions on northern hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393, 450–455.
- Broecker, W.S. 2000. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 97, 1339–1342.
- Broggi, J.A. 1945. La desglaciación actual de los Andes del Perú. *Boletín del Museo de Historia Natural*, IX (34–35), 222–248.
- Brook, G.A., M.A. Rafter, L.B. Railsback, S. Sheen et J. Lundberg. 1999. A high-resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe cave, Madagascar. *The Holocene*, 9 (6), 695–705.
- Burrows, C.J. et J. Lucas. 1967. Variations in two New Zealand glaciers during the past 800 years. *Nature*, 216, 467–468.
- Calkin, P. E. 1988. Holocene glaciation of Alaska (and adjoining Yukon Territory, Canada). *Quaternary Science Review*, 7, 159–184.
- Calkin, P.E. et G.C. Wiles. 1992. Little Ice Age glaciation in Alaska: A record of recent global climatic change. In Weller, G., and C. Wilson (eds.), *The Role of the Polar Regions in Global Change, Proceedings of an International Conference*. Fairbanks: University of Alaska at Fairbanks, Geophysical Institute and the Center for Global Change, Fairbanks, Alaska, 617–625.
- Calkin, P.E., G.C. Wiles et D.J. Barclay. 2001. Holocene coastal glaciation of Alaska. *Quaternary Science Review*, 20, 449–461.
- Clapperton, C.M. 1983. The glaciations of the Andes. *Quaternary Science Review*, 2, 83–155.
- Clark, P.U., N.G. Pisias, T.F. Stocker et A.J. Weaver. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415, 863–869.
- Cobb, K.M., C.D. Charles, H. Cheng et R.L. Edwards. 2003. El Niño Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424, 271–276.
- Conil, S. 2003. *Modélisation de l'influence océanique sur la variabilité atmosphérique dans la région Atlantique Nord-Europe*. Thèse de Doctorat. LMD, CNRS, Paris 6.
- Cook, E.R., T. Bird, M. Peterson, M. Barbetti, B. Buckley, R. D'Arrigo, et R. Francey. 1992. Climatic change over the last millennium in Tasmania reconstructed from tree rings. *The Holocene*, 2 (3), 205–217.

- Cooley, D., P. Naveau, V. Jomelli, A. Rabatel et D. Grancher. 2005. A Bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, sous presse.
- Cotte, N. 1994. *Etude sur le Petit Age de Glace, essai d'estimation des bilans de masse glaciaires dans le Massif des Ecrins, France*. Rapport de Stage, LGGE/UJF Grenoble, 47p.
- CPC (Climate Prediction Center) Web Team, NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) and NWS (National Weather Service), <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>. 2003.
- Crowley, T.J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270–277.
- Daly, J.L. 2001. Falsification de l'histoire climatique pour « prouver » le réchauffement global. *Fusion*, 87, 32–46.
- D'Arrigo, R., E.R. Cook, R.J. Wilson, R. Allan et M.E. Mann. 2005. On the variability of ENSO over the past six centuries. *Geophysical Research Letters*, 32, L03711, doi:10.1029/2004/GL022055.
- Ebbesmeyer, C.C., D.R. Cayan, D.R. McLain, F.H. Nichols, D.H. Peterson et K.T. Redmond. 1991. 1976 step in the Pacific climate: Forty environmental changes between 1968–75 and 1977–1984. In *Proceedings of the 7th Annual Pacific Climate (PACCLIM) Meeting Workshop*, April 1990, edited by J.L. Betancourt and V.L. Tharp, Tech. Rep. 26, Calif. Dep. of Water Resour. Interagency Ecol. Stud. Program, Sacramento.
- Eddy, J.A. 1976. The Maunder Minimum. *Science*, 192 (4245), 1189–1202.
- Evans, D.J.A., S. Archer et D.J.H. Wilson. 1999. A comparison of lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Review*, 18, 13–41.
- Francou, B. 1988. Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 32 (1), 47–76.
- Francou, B. 1990. Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 249–263.
- Francou, B. 1993. *Hautes montagnes, passions d'explorations*, Paris, Masson, 202p.
- Francou, B. 2004. Andes del Ecuador : los glaciares en la epoca de los viajeros (siglos XVIII a XX). In *Los Andes el reto del espacio mundo andino homenaje a Olivier Dollfus*, J.P. Deler & E. Mesclier (eds), IFEA-IEP, Lima, 137–152.
- Francou, B. et L. Pizarro. 1985. El Niño y la sequia en los altos Andes centrales (Peru y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 14, (2), 1–18.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia et E. Tiriau. 1995. Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16° S. *Journal of Glaciology*, 41 (137), 61–67.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Caseres and J. Mendoza. 2000. Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century : Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29 (7), 416–422.

- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza et J.E. Sicart. 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108 (10), 1029/2002JD002959
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier et B. Cáceres. 2004. New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1029/2003JD004484.
- Francou, B., P. Ribstein, P. Wagnon, E. Ramirez et B. Pouyaud. 2005. Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability, In *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*, U. Huber, K.M. Harald & M. A. Reasoner (eds), Kluwer Academic Publishers B.V. in press.
- Francou, B. et C. Vincent. 2005. *Les glaciers vont-ils disparaître ?*. Ed. IRD, à paraître.
- Free, M. et A. Robock. 1999. Global warming in the context of the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D16), 19057–19070.
- Friis-Christesen, E. et K. Lassen. 1991. Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 254, 698–700.
- Fushimi, H. et T. Ohata. 1980. Fluctuations of glaciers from 1970 to 1978 in the Khumbu Himal, east Nepal. *Seppyo, Journal of Japanese Society on Snow and Ice*, 41, 77–81.
- Garcia, M. et B. Francou. 2002. *The heart of the Andes*. Libri Mundil, Quito, 141p.
- Georges, C. 2004. 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36 (1), 100–107.
- Gioda, A., J. Ronchail, Y. L'Hôte et B. Pouyaud. 2004. Analyse et variabilité temporelle d'une longue série de pluies des Andes en relation avec l'Oscillation Australe (La Paz, 3658 m, 1891-2000). Proc. *2d Conference on Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology*, Brussels, 12-14 December 2001, Royal Meteorological Institute of Belgium & ARSOM, G. Demarée *et al.* (eds.), 199-217.
- Goosse, H., V. Masson-Delmotte, H. Renssen, M. Delmotte, T. Fichefet, V. Morgan, T. van Ommen, B. K. Khim et B. Stenni. 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2003GL019140.
- Gouze, P., J. Argollo, J.F. Saliege et M. Servant. 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 303 Série II, 219–224.
- Gross, G., H. Kerschner et G. Patzelt. 1978. Methodische untersuchungen über die schneegrenze in alpinen gletschergebieten. *Zeischrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. XII (2), 223–251.
- Grove, J.M. *The Little Ice Age*. Methuen, London, 498p.
- Hastenrath, S. 1981. *The glaciation of the Ecuadorian Andes*, A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

- Hastenrath, S. 1984. *The glaciers of the equatorial East Africa*. Boston, Lancaster: D. Reidel, Norwell, Mass, Dordrecht, 353p.
- Hastenrath, S. 1991. *Glaciological studies on Mount Kenya*. Madison: Department of Meteorology, University of Wisconsin, 104p.
- Hastenrath, S. 1995. Glacier recession on Mount Kenya in the context of the global tropics. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24 (3), 633–638.
- Hastenrath, S. et P.D. Kruss. 1992. The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987 : greenhouse forcing. *Annals of Glaciology*, 16, 127–133.
- Hastenrath, S. et A. Ames. 1995a. Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 41 (137), 191-196.
- Hastenrath, S. et A. Ames. 1995b. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research*, 100 (D3), 5105–5112.
- Hérail, G., M. Fornari, G. Viscarra, J. Ruiz, L. Pozzo et J.F. Dumont. 1985. Les placers d'or de Bolivie, milieux de formation et structure géologique. Gisements alluviaux d'or. Actes du *symposium international sur les gisements alluviaux d'or*. La Paz, Bolivia, 3-5 Juin 1991, Orstom ed., pages 2115–2143.
- Herd, D.G. 1974. Glacial and volcanic geology of the Ruiz–Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia. *Publicaciones Geologicas Especiales del Ingeominas*, 8, 1–48.
- Hoffmann, G., E. Ramirez, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, R. Delmas, H. Dürr, R. Gallaire, J. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard et M. Werner. 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters*, 30 (4) doi:10.1029/2002GL014870.
- Hope, G.S., J.A. Peterson, U. Radok et I. Allison. 1976. *The Equatorial Glaciers of New Guinea*. Balkema, Rotterdam, 244p.
- Hoyt, D.V. et K.H. Schatten. 1993. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992. *Journal of Geophysical Research*, 98, 18895–18906.
- Innes, J.L., 1985. Lichenometry, *Progress in Physical Geography*, 9, 187–254.
- IPCC. 2001. *Bilan 2001 des changements climatiques : les éléments scientifiques*. 97p.
- Jahn, A. 1925. Observaciones glaciologicas en los Andes venezolanos. *Cultura Venezolana*, 18 (64), 265–280.
- Jomelli V., P. Naveau, D. Grancher et D. Cooley. Dating surfaces by lichenometry : which method to choose? Soumis à *Geomorphology*.
- Jones, P.D. et R.S. Bradley. 1992. Climatic variations over the last 500 years. In: R.S. Bradley, P.D. Jones (Eds.), *Climate Since AD 1500*, Routledge, London, 649–665.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett et S.F. Tett. 1998 High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8, 455–471.

- Jones, P.D., T.J. Osborn et K.R. Briffa. 2001. The Evolution of Climate Over the Last Millennium. *Science*, 292, 662–667.
- Jordan, E. 1991, *Die Gletscher der bolivianischen Anden*, Ph. D., Stuttgart, 365p.
- Kaplan, A., M.A. Cane, Y. Kushnir, A.C. Clement, M.B. Blumenthal, B. Rajagopalan. 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18567–18589.
- Karlén, W. 1979. Glacier variations in the Svartisen area, northern Norway. *Geografiska Annaler*, 61A, 11–28.
- Kaser, G. 1999. A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22, 93–103.
- Kaser, G. 2001. Glacier climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology*, 47 (157), 195–204.
- Kaser, G. et C. Georges. 1997. Changes of the equilibrium line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344–348.
- Kelly, P.M. et T.M.L. Wigley. 1992. Solar cycle length, greenhouse forcing and global climate. *Nature*, 360, 328–330.
- Kerr, R.A. 1999. Climate change: big El Niños ride the back of slower climate change. *Science*, 283, 1108–1109.
- King, J.W. 1974. Weather and Earth's magnetic field. *Nature*, 247, 131-134.
- Kinzl, H. 1969. La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 89, 89–100.
- Kirkbride, M.P. et A.J. Dugmore. 2001. Can lichenometry be used to date the 'Little Ice Age' glacial maximum in Iceland? *Climatic Change*, 48, 151–167.
- Klein, A.G., B.L. Isacks et A.L. Bloom. 1995. Modern and last glacial maximum snowline in Peru and Bolivia : implications for regional climatic change. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24 (3), 607–617.
- Klein, A.G., G.O. Seltzer et B.L. Isacks. 1999. Modern and last local glacial maximum snowline in the central Andes of Peru, Bolivia and northern Chile. *Quaternary Science Review*, 18, 63–84.
- Koch, J. et R. Kilian. 2005. Little Ice Age glaciers fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene*, 15 (1), 20–28.
- Kraus, E.B. 1955. Secular changes of tropical rainfall regimes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81, 198–210.
- Kruss, P.D. 1983. Climate change in East Africa: a numerical simulation from the 100 years of terminus record at Lewis glacier, Mount Kenya. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 19, 43–60.
- Kuhn, M., 1981. Climate and glaciers. *Proceedings of the Canberra symposium on sea level, ice and climate change*. IAHS publications. 131, 3–20.

- Kuhn, M. 1989. The response of the ELA to climatic fluctuation; theory and observation. In Oerlemans, J., ed. *Glacier Fluctuations and climatic change*. Dordrecht, etc., Kluwer Academic Publishers, 407–417.
- Lamb, H.H. 1972. *Climate: present, past and future. Volume I, Fundamentals and climate now*. Methuen, London.
- Lamb, H.H. 1977a. Supplementary volcanic dust veil index assessments. *Clim. Mon.*, 6, 57–67.
- Lamb, H.H. 1977b. *Climate: Present, Past and Future. Volume II, Climatic History and the Future*. Methuen, London.
- Lean, J., J. Beer et R. Bradley. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22 (23), 3195–3198.
- Lean, J. et D. Rind. 1998. Climate Forcing by Changing Solar Radiation. *Journal of Climate*, 11 (12), 3069–3094.
- Leiva, J.C., L.E. Lenzano, G.A. Cabrera et J.A. Suarez. 1986. Variations of Río Plomo Glaciers, Andes Centrales Argentinos. In Oerlemans, J. (ed.), *Glacier Fluctuations and Climate Change*. Dordrecht: Kluwer Academic, 143–151.
- Le Roy Ladurie, E. 1967. *Histoire du climat depuis l'an Mil*. Flammarion, Paris, 545p.
- Le Roy Ladurie, E. 2004. *Histoire humaine et comparée du climat*. Fayard, Paris, 746p.
- Locke, W., J. Andrews et P. Webber. 1979. A manual for lichenometry. *BGRG Techn. Bull.*, 26, 48p.
- Luckman, B.H. 1986. Reconstruction of Little Ice Age events in the Canadian Rockies. *Géographie physique et Quaternaire*, 40, 17–28.
- Luckman, B.H. 1998. Dendroglaciologie dans les Rocheuses du Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 137–149.
- Luckman, B.H. 2000. The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 357–384.
- Luckman, B.H. et R. Villalba. 2001. Assessing the Synchronicity of Glacier Fluctuations in the Western Cordillera of the Americas During the Last Millennium, In: V. Markgraf (ed.) *Inter-hemispheric climate linkages*. Academic Press, p. 119–140.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, et H. Wanner. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499–1503.
- Machaca, A. 2005. *Evolución de los glaciares del Charquini desde 50 años (Cordillera Real, Bolivia). Contribución al estudio del cambio climático en los Andes y de su impacto ambiental*. Tesis de Licenciatura, Universidad Loyola, IRD, 150p.
- Machaca, A., A. Rabatel, P. Schoeneich et B. Francou. Cartography of the Cordillera Real Bolivia by aero-photogrammetrical restitution. Proceedings of the 4th ICA Mountain Cartography Workshop, Val de Nurias, Spain, 30/9-2/10.
- Maisch, M. 2000. The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 23, 139–151.

- Mann, M.E., R.S. Bradley et M.K. Hughes. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392, 779–787.
- Mann, M.E., R.S. Bradley et M.K. Hughes. 1999. Northern hemisphere temperature during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26, 759–762.
- Mann, M.E. et P.D. Jones. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30 (15), doi:10.1029/2003GL017814.
- Matthews, J.A. 1975. Experiments on the reproducibility and reliability on lichenometric dates, Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift*, 31, 129–136.
- Matthews, J.A. 2005. Little Ice Age glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene*, 15 (1), 1–19.
- Matthews, J.A. et R.A. Shakesby. 1984. The status of the ‘Little Ice Age’ in southern Norway : relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13, 333–346.
- Matthews, J.A. et K.R. Briffa. 2005. The Little Ice Age: re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87A (1), 17–36.
- Mayewski, P.A., G.P. Pregent, P.A. Jeschke et N. Ahmad. 1980. Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations and the south Asian monsoon record. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 12, 171–182.
- Mc Carroll, D. 1994. A new approach to lichenometry, dating single-age and diachronous surfaces. *The Holocene*, 4, 383–396.
- Mercer, J. 1976. Glacial history of the southernmost South America. *Quaternary Research*, 6, 125–166.
- Mercer, J.H. et M.O. Palacios. 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru, *Geology*, 5, 600–604.
- Müller, R. 1985. *Zur gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (Depto. La Paz, Bolivien)*. Ph. D. Tesis, Zurich, Switzerland, 188p.
- Naveau, P., V. Jomelli, D. Cooley et A. Rabatel. Modeling uncertainties in lichenometry studies, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, soumis.
- Nesje, A. et S.O. Dahl. 2000. *Glaciers and environmental change*. Arnold, London, 203p.
- Nesje, A. et S.O. Dahl. 2003. The Little Ice Age, only temperature ? *The Holocene*, 13 (1), 139–145.
- Nikonov, A. et T. Shebalina. 1979. Lichenometry and earthquake determination in central Asia. *Nature*, 280, 675–677.
- Ortlieb, L. 2000. The documented historical record of El Nino events in Peru : an update of the Quinn Record (16-19th centuries). In Diaz, H.F. and V. Markgraf (eds), *El Nino and the Southern Oscillation*, 207–295.

- Ortlieb, L. 2002. Manifestations historiques du phénomène El Nino en Amérique du Sud depuis le 16^{ème} siècle. *La Houille Blanche*, 6/7, 115–120.
- Paterson, W. 1994. *The Physics of glaciers*. Pergamon / Elsevier Science Inc., 480p.
- Patzelt, G., E. Schneider et G. Moser. 1984. Der Lewis gletscher, Mount Kenya. Begleitwort zur Gletscherkarte 1983. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 20, 177–195.
- Pentecost, A. 1979. Aspect and slope preferences in a saxicolous lichen community. *Lichenologist*, 11, 81–83.
- Peterson, J.A. et Peterson, L.F. 1994. Ice retreat from the neoglacial maxima in the Puncak Jayakesuma area, Republic of Indonesia. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 30, 1–9.
- Pfister, C. *Klimageschichte der Schweiz von 1525-1860*, Band I und II.
- Pflücker, L. 1905. Informe sobre los yacimientos auríferos de Sandia. *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, Lima, 26.
- Porter, S.C. 1975. ELA of late quaternary glaciers in the southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27–47.
- Quinn W.H. et V.T. Neal. 1992. The Historical Record of El Niño events. In Bradley, R.S. and Jones, P.D. (eds.), *Climate since AD 1500*, Routledge, London, 623–648.
- Rabatel, A., E. Berthier, A. Soruco, J.P. Chazarin, R. Gallaire, R. Fuertes, P. Ribstein, P. Wagnon, B. Francou et H. Baldivieso. 2002. *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Cordillère Royale, BOLIVIE. Année hydrologique 2000-2001*. Rapport N° 1, IRD, 62p.
- Rabatel, A., A. Soruco, J.P. Chazarin, R. Gallaire, R. Fuertes, P. Ribstein, P. Wagnon, B. Francou et H. Baldivieso. 2003. *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Cordillère Royale, BOLIVIE. Année hydrologique 2001-2002*. Rapport N° 1, IRD, 53p.
- Rabatel, A. et J. Mendoza. 2004. *Mediciones meteorológicas, hidrológicas y glaciológicas sobre tres glaciares de los Andes Bolivianos : Glaciar Zongo, Glaciar Charquini y Glaciar Chacaltaya. Año hidrológico 2002-2003*. Informe N° 1, IRD, 94p.
- Rabatel, A., J.P. Dedieu et C. Vincent. (a). The use of Remote Sensing data to determine Equilibrium Line Altitude and Mass Balance time series, validation on three French glaciers for the 1994-2002 period. *Journal of Glaciology*, sous presse.
- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou et D. Grancher. (b). Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Géoscience de l'Académie des Sciences*, sous presse.
- Rabatel, A., A. Machacha, B. Francou et V. Jomelli. (c). Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology*, sous presse.

- Rabatel, A., V. Jomelli, B. Francou et P. Naveau. The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) from dating moraines by lichenometry: implication for a climate reconstruction. *Quaternary Research*, soumis.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guérin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud et E. Jordan. 2001. Small glacier disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology*, 47 (157), 187–194.
- Ramirez, E., G. Hoffmann, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, F.A. Ferron, A. Landais, J.R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer, J.C. Simoes, et M. Stievenard. 2003. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212 (3–4), 337–350.
- Reimer, P.J., M.G. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, C. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, K.A. Hughen, B. Kromer, F.G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. van der Plicht et C.E. Weyhenmeyer. 2004. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029–1058.
- Rind, D., D. Shindell, J. Perlwitz, J. Lerner, P. Lonergan, J. Lean et C. McLinden. 2004. The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the present. *Journal of Climate*, 17, 906–928.
- Robock, A. 1979. The Little Ice Age: Northern hemisphere average. Observation and model calculations. *Science*, 206, 1402–1404.
- Robock, A. et M. Free. 1995. Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *Journal of Geophysical Research*, 100, 11549–11567.
- Rodbell, D.T. 1992. Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca, Peru. *The Holocene*, 2 (1), 19–29.
- Rodbell, D.T. 1993. Subdivision of late Pleistocene moraines in the Cordillera Blanca, Peru, based on rock-weathering features, soils and radiocarbon dates. *Quaternary Research*, 39, 133–143.
- Röthlisberger, F. 1986. *10000 Jahre gletschergeschichte der Erde*. Verlag Sauerlander Aarau, Frankfurt am Mein, Salzburg.
- Savoskul, O.S. et O.N. Solomina. 1996. Late-Holocene glacier variations in the frontal and the inner ranges of the Tian Shan, Central Asia. *The Holocene*, 6 (1), 25–35.
- Schoeneich, P. 1998. Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin à l'Étivaz (Préalpes vaudoises), Université de Lausanne, Institut de Géographie, Th. n° 14.
- Schotterer, U., M. Grosjean, W. Stichler, P. Ginot, C. Kull, H. Bonnaveira, B. Francou, H.W. Gäggeler, R. Gallaire, G. Hoffmann, B. Pouyaud, E. Ramirez, M. Schwikowski et J.D. Taupin. 2003. Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30°S: what is recorded under extreme environmental condition ? *Climatic Change*, 59, 157–175.
- Schubert, C. 1972. Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolivar area. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 8, 189–202.

- Seltzer, G.O. 1992. Late Quaternary Glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Sciences*, 7 (2), 87–98.
- Seltzer, G.O. 1994. Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scale. *Quaternary Research*, 41, 154–159.
- Shakesby, R.A., J.A. Matthews et S. Winkler. 2004. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: relative age dating Holocene moraines complexes at six high-altitude glaciers. *The Holocene*, 14 (6), 899–901.
- Sicart, J.E. 1997. *Bilans de masse glaciaires au cours du Petit Age de Glace*. DEA, UJF Grenoble, 51p.
- Sicart, J.E. 2002. *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : la Zongo, Bolivie*. Thèse de Doctorat, UPMC Paris VI, 333 p.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, P. Wagnon et D. Burstein. 2001. Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface : a case study in the Bolivian Andes. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D23), 31,729–31,737.
- Sicart, J.E., P. Wagnon et P. Ribstein. The atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research*, sous presse.
- Sievers, W. 1908. Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Südamerikas. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 2, 271–284.
- Sievers, W. 1914. *Reisen im Peru und Ecuador*, Leipzig.
- Simkin, T. et L. Siebert. 1994. *Volcanoes of the World*. 2nd Ed., Geoscience Press, Tucson, Arizona, 349p.
- Smith, D.J., D.P. Mac Carthy et M.E. Colenutt. 1995. Little Ice Age glacial activity in Peter Lougheed and Elk Lakes provincial Parks, Canadian Rocky mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 579–589.
- Smith, D.J. et C.P. Laroque. 1996. Dendroglaciological dating of the LIA glacial advance at Moving Glacier, Vancouver Island, British Columbia. *Géographie Physique et Quaternaire*, 50 (1), 47–55.
- Smith, D.J. et J.R. Desloges. 2000. LIA history of Tzeetsaytsul Glacier, Tweedsmuir provincial park, British Columbia. *Géographie Physique et Quaternaire*, 54 (2), 135–141.
- Solomina, O. 2000. Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology*, 31, 26–30.
- Solomina, O., V. Jomelli, G. Kaser, A. Ames et B. Pouyaud. Little Ice Age moraines in the Cordillera Blanca: lichenometric data replication. *Global and Planetary Change*, in press.
- Soruco, A., T. Berger, J. Mendoza, A. Rabatel, B. Francou, A. Machaca, F. Rojas, T. Alexandrovna, P. Wagnon, J.P. Chazarin, R. Fuertes, L. Noriega, E. Ramirez et H. Valdivieso. 2005. *Glaciares Zongo–Chacaltaya–Charquini Sur, Bolivia 16°S. Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas & Meteorológicas, Año Hidrológico 2003-2004*. Informe Great Ice, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE : 145p.

- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson et J.F. Koci. 1985. A 1500-years record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 229, 971–973.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, W. Dansgaard et P.M. Grootes. 1986. The LIA as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 234, 361–364.
- Thompson, L.G., M.E. Davis, E. Mosley-Thompson, T.A. Sowers, K.A. Henderson, V.S. Zagorodnov, P.N. Lin, V.N. Mikhalevko, R.K. Campen, J.F. Bolzan, J. Cole-Dai, et B. Francou. 1998. A 25000-years tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858–1864.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson et K.A. Henderson. 2000. Ice core palaeoclimate records in the tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Sciences*, 15 (4), 377–394.
- Torrence, C. et P.J. Webster. 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, 12, 2679–2690.
- Torsnes, I., N. Rye et A. Nesje. 1993. Modern and LIA ELA on Outlet Valley Glaciers from Jostedalsgreen, Western Norway : an evaluation of different approaches to their calculation. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 25 (2), 106–116.
- Tsiropoulou, G. 2003. Signatures of solar activity variability in meteorological parameters. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, 469–482.
- Usoskin, I.G., K. Mursula et G.A. Kovaltsov. 2002. Lost sunspot cycle in the beginning of Dalton minimum: New evidence and consequences. *Geophysical Research Letters*, 29 (24), 2183, doi:10.1029/2002GL015640.
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb, A. et N. Ratto. 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°-26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 319–338.
- Videla, M.A. 1997. Neoglacial advances in the central Andes, Argentina, during the last centuries. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 10, 55–70.
- Villalba, R., R.D. D'Arrigo, E.R. Cook, G. Wiles et G.C. Jacoby. 2000. Decadal-scale climatic variability along the extratropical western coast of the Americas over past centuries inferred from tree-ring records. In Markgraf, V. (ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. San Diego: Academic Press, Chapter 10.
- Villalba, R., J.C. Leiva, S. Rubulis, J.C. Suarez et L. Lenzano. 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the Río Frías valley, Río Negro, Argentina. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 22, 215–232.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk et E. Le Meur. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, 109, D10104.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six et M. Funk. 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32, L09706, doi:10.1029/2005GL022552.

- Vuille, M. 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, 103, (D10), 11191–11204.
- Vuille, M., R.S. Bradley, R. Healy, M. Werner, D.R. Hardy, L.G. Thompson et F. Keimig. 2003. Modelling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 2. Simulation of the stable isotope signal in Andean ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 108-D6.
- Wagon, P. 1999. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier climat*. Thèse de Doctorat, UJF Grenoble, 199 p.
- Wagon, P., P. Ribstein, T. Schuler et B. Francou. 1998. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, 12, 1911–1926.
- Wagon, P., P. Ribstein, G. Kaser et P. Berton. 1999a. Energy mass balance and runoff seasonality of a Bolivian Glacier. *Global and Planetary Change*, 22, 49–58.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou et B. Pouyaud. 1999b. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 104, (D4), 3907–3923.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou et J.E. Sicart. 2001. Anomalous heat and mass balance budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98, El Nino year. *Journal of Glaciology*, 47, (156), 21–28.
- Wagon, P., J.E. Sicart, E. Berthier et J.P. Chazarin. 2003. Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m. a.s.l. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D6), 4177 10.1029/2002JD002088.
- Wagon, P. et C. Vincent. 2003. Climate change as recorded by glaciers. *IGBP's Global Change Newsletter*, 56, 13–16.
- Wallin, G., D.B. Ericson et W.B. Ryan. 1971. Variation in magnetic intensity and climate change. *Nature*, 261, 17–20.
- Wiener, C. 1890. *Pérou – Bolivie*. Paris, Hachette.
- Willson, R.C. et H.S. Hudson. 1991. The Sun's luminosity over a complete solar cycle. *Nature*, 351, 42–44.
- Winkler, S. 2000. The Little Ice Age maximum in the Southern Alps, New Zealand: preliminary results at Mueller Glacier. *The Holocene*, 10 (5), 643–647.
- Winkler, S. 2003. A new interpretation of the date of the Little Ice Age glacier maximum at Svartisen and Okstindan, northern Norway. *The Holocene*, 13 (1), 83–95.
- Winkler, S. 2004. Lichenometric dating of the Little Ice Age maximum in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *The Holocene*, 14 (6), 911–920.
- Winkler, S. et Nesje, A., 1999: Moraine formation at an advancing temperate glacier: Brigsdalsbreen, western Norway. *Geografiska Annaler*, 81 A (1), 17–30.
- Zumbühl, H.J. et H. Holzhauser. 1988. Glaciers des Alpes du Petit Age Glaciaire. Numéro spécial de la Revue *Les Alpes*, 3, 129–322.

Liste des figures

Figure I.1. : Le Pré de Mme Carle (massif des Ecrins, France)	4
Figure 1.1. : Caldera du volcan Altar, haute vallée de Collanes, Equateur.....	8
Figure 1.2. : Fluctuations de quelques glaciers alpins au cours du PAG	18
Figure 1.3. : Variation de l'activité solaire au cours des 1000 dernières années [Bertrand, 2004]	26
Figure 1.4. : Moyenne annuelle du nombre de taches solaires sur la période 1610-2000 [Tsiropoula, 2003].....	26
Figure 1.5. : Evolution de l'éclairement solaire comparée aux températures estivales reconstituées pour l'hémisphère nord [Free et Robock, 1999]	27
Figure 1.6. : Trois principaux indices volcaniques utilisés comme facteurs de forçage dans les modèles climatiques [Free et Robock, 1999]	29
Figure 1.7. : Comparaison entre les modélisations basées sur les indices volcaniques IVI, VEI, DVI et les températures estivales reconstituées pour l'hémisphère nord [Free et Robock, 1999]	30
Figure 1.8. : Evolution des gaz à effet de serre au cours du dernier millénaire [Bertrand, 2004]	31
Figure 1.9. : Comparaison des températures du dernier millénaire avec les résultats de simulations incluant les différents forçages naturels (activité solaire, volcanisme) et anthropiques [Bertrand, 2004].....	32
Figure 1.10. : Période d'extension maximale des glaciers au PAG	34
Figure 2.1. : Cordillères boliviennes	36
Figure 2.2. : Etat de l'océan et de l'atmosphère au-dessus de l'océan Pacifique tropical. (a) en phase La Niña. (b) en phase El Niño.....	39
Figure 2.3. : Localisation des glaciers étudiés.....	40
Figure 2.4. : Les cinq glaciers du Massif du Charquini	43
Figure 2.5. : Glacier Sud du Charquini	45
Figure 2.6. : Glacier Sud-Est du Charquini	46
Figure 2.7. : Glacier Nord-Est du Charquini	47
Figure 2.8. : Glacier Nord du Charquini	49
Figure 2.9. : Glacier Ouest du Charquini	50
Figure 2.10. : Massif du Huayna Potosi.	51
Figure 2.11. : Glacier du Zongo, Huayna Potosi.....	53
Figure 2.12. : Glacier Ouest du Huayna Potosi.....	54

Figure 2.13. : Massif du Condoriri – Pico Tarija	55
Figure 2.14. : Glacier du Condoriri	57
Figure 2.15. : Glacier Tarija	58
Figure 2.16. : Haute Vallée d’Ichu Kota.	59
Figure 2.17. : Glaciers Jankhu Uyu et Wila Lluxita.....	60
Figure 2.18. : Massif du Pico Yaypuri – San Enrique.....	61
Figure 3.1. : Disposition des moraines sur une marge proglaciaire.	65
Figure 3.2. : Lichens de l’espèce <i>Rhizocarpon geographicum s.l.</i>	68
Figure 3.3. : Localisation des surfaces datées	70
Figure 3.4. : Distribution des plus gros diamètres de lichens pour six moraines du Glacier Sud du Charquini [Naveau et al., soumis].....	71
Figure 3.5. : Distribution des plus gros diamètres de lichens pour les cinq glaciers du Charquini, soit 48 moraines (valeurs centrées réduites).....	72
Figure 3.6. : Un nouveau type de courbe de croissance	74
Figure 3.7. : Extrait de la carte topographique de l’IGM « Milluni (5945II) » au 1/50 000.	78
Figure 3.8. : (a) Hypsographie du Glacier Sud du Charquini pour le contour actuel (1997) calculée au pas de 50 mètres. (b) histogramme de répartition des surfaces.	89
Figure 3.9. : (a) Réseau de balises pour la mesure du bilan de masse sur le Glacier Sud du Charquini. (b) Exemple de fonction bilan-altitude : $f(b_0)$, obtenue à partir des mesures des balises.....	89
Figure 4.1. :Schéma morphostratigraphique des 10 moraines principales du PAG	96
Figure 4.2. : Datations lichenométriques des 10 principales moraines de 13 glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie	99
Figure 4.3. : Datations lichenométriques des 10 principales moraines du Glacier Sud du Charquini. Photo : V. Jomelli, 2002.....	100
Figure 4.4. : Evolution de la longueur des glaciers depuis leur maximum du PAG	107
Figure 4.5. : Evolution de la surface des glaciers depuis leur maximum du PAG.....	108
Figure 4.6. : Perte moyenne de surface annuelle par période et par classe	110
Figure 4.7. : Perte de surface annuelle par période. Moyenne pour les 5 glaciers du Charquini	112
Figure 4.8. : Evolution de la ELA des glaciers depuis leur maximum du PAG.....	115
Figure 4.9. : Bilan de masse annuel moyen par période de onze glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie	117
Figure 4.10. : Bilan de masse annuel moyen par période pour les cinq glaciers du Charquini durant le 20 ^{ème} siècle	118

Figure 4.11. : Surface moyenne des glaciers considérés dans cette étude pour chaque stade morainique et pour la fin du 20 ^{ème} siècle.....	121
Figure 5.1. : Multivariate ENSO Index (MEI) pour la période janvier 1950 – avril 2005 (issue de http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/)	128
Figure 5.2. : Altitude de la ligne d'équilibre en fonction du bilan de masse spécifique pour le Glacier du Zongo durant la période 1991-2004. [Soruco et al., 2005].....	131
Figure 5.3. : Evolution des températures estivales de l'hémisphère sud [Jones et al., 2001].....	139
Figure 5.4. : Variations décennales de la concentration des particules par millimètre d'échantillon, conductivité, rapport isotopique de l'oxygène et accumulation nette pour les mille dernières années, enregistrées dans les carottes du Quelccaya (Pérou) [Thompson et al., 1986].....	140
Figure 5.5. : Evolution de la température entre 1860 et 2000 pour l'ensemble du globe [IPCC, 2001].	145
Figure 5.6 : Précipitations annuelles enregistrées à la station de l'observatoire San Calixto (La Paz, Bolivie) depuis 1898 [adaptée de Gioda et al., 2004].....	147

Liste des tableaux

Tableau 2.1. : Equivalence entre les différentes appellations existantes pour les glaciers considérés dans le cadre de cette étude.....	41
Tableau 3.1. : Caractéristiques des surfaces datées.....	69
Tableau 3.2. : Datation des moraines du Glacier Nord du Charquini par différentes méthodes ..	75
Tableau 3.3. : Dates ^{14}C utilisées dans cette étude.....	77
Tableau 3.4. : Précision des restitutions en x, y et z et pas du levé photogrammétrique pour chacun des couples des photographies aériennes utilisées.....	79
Tableau 3.5. : Température moyenne annuelle et gradient de température correspondant, pour deux stations du bassin versant du Glacier Zongo, Cordillère Royale.....	85
Tableau 3.6. : Précipitations moyennes annuelles enregistrées par 5 pluviomètres totalisateurs du bassin versant du Glacier Zongo, Cordillère Royale.....	86
Tableau 4.1. (a) :Datations lichenométriques des dix principales moraines des glaciers d'Ichu Kota et du Charquini. (b) : Datations lichenométriques des dix principales moraines des glaciers de Huayna Potosi et de la Cordillère de Quimsa Cruz.....	98
Tableau 4.2. : Evolution de la longueur des glaciers (km) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.....	106
Tableau 4.3. : Evolution de la surface des glaciers (km ²) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.....	108
Tableau 4.4. : Evolution de la ELA (m) reconstituée sur la base des moraines pour le PAG et par photogrammétrie depuis 1940.....	114
Tableau 4.5. : Variation de la ELA (m) par période.....	116
Tableau 4.6. : Bilan de masse annuel moyen par période (mètre d'équivalent eau).....	117
Tableau 4.7. : Bilan de masse annuel moyen par période pour les cinq glaciers du Charquini. .	118
Tableau 5.1. : Mesures glaciologiques et météorologiques réalisées sur le Glacier du Zongo entre 1991 et 2004.....	126
Tableau 5.2. : Part de la variance (r^2) du bilan de masse annuel expliquée par la variabilité des précipitations (P) et celle des températures (via l'altitude de l'isotherme 0°C).....	127
Tableau 5.3. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de ELA de 133 m.....	134
Tableau 5.4. : Coefficients de correction de la courbe bilan/altitude.....	137
Tableau 5.5. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de la ELA de 49 m....	142
Tableau 5.6. : Sorties des modèles de Kaser et Kuhn pour une variation de la ELA de 29 m....	144

Annexes

Annexe 1

Carte du Massif du Charquini, Cordillère Royale, Bolivie (réduction A3 du format original au 1/10000, échelle approximative : 1/28000).

Elle a été élaborée par restitution photogrammétrique des clichés de l'Institut Géographique Militaire bolivien datant de 1983. L'extension des glaciers date de 1997.

Réalisation : Abraham Machaca, Antoine Rabatel.

Annexe 2

Carte du Massif du Huayna Potosi, Cordillère Royale, Bolivie (réduction A3 du format original au 1/10000, échelle approximative : 1/45000).

Elle a été élaborée par restitution photogrammétrique des clichés de l'Institut Géographique Militaire bolivien datant de 1983.

Réalisation : Abraham Machaca, Antoine Rabatel.

Annexe 3

Carte du Massif du Condoriri – Pico Tarija, Cordillère Royale, Bolivie (réduction A3 du format original au 1/10000, échelle approximative : 1/28000).

Elle a été élaborée par restitution photogrammétrique des clichés de l'Institut Géographique Militaire bolivien datant de 1983.

Réalisation : Abraham Machaca, Antoine Rabatel.

Annexe 4

Carte de la haute vallée d'Ichu Kota, Cordillère Royale, Bolivie (réduction A3 du format original au 1/10000, échelle approximative : 1/25000).

Elle a été élaborée par restitution photogrammétrique des clichés de l'Institut Géographique Militaire bolivien datant de 1983.

Réalisation : Abraham Machaca, Antoine Rabatel.

Encart Photographique

18 photographies de l'auteur sauf : n° 2, 12, 14, 15, 16 de Philippe Schoeneich et n° 7 de Bernard Pouyaud.

Photographie 1 : Glacier Sud du Charquini (août 2003).....	187
Photographie 2 : Fragments de tourbe remaniée. Moraine M1, Glacier Sud du Charquini (juin 2004).	187
Photographie 3 : Glacier Nord-est du Charquini (juillet 2003).....	188
Photographie 4 : Glacier Nord du Charquini (vu du sommet du Huayna Potosi, août 2003)	188
Photographie 5 : Glacier Ouest du Charquini, divisé en 3 parties (juillet 2003).....	189
Photographie 6 : Moraines PAG du Glacier Ouest du Charquini (juillet 2004)	189
Photographie 7 : Glacier du Zongo, Huayna Potosi (juillet 2000).....	190
Photographie 8 : Front du Glacier du Zongo (août 2003) depuis le sommet de la moraine latérale gauche. En face, la moraine latérale droite, ravinée en bad-lands	190
Photographie 9 : Glacier Ouest du Huayna Potosi (juillet 2003).....	191
Photographie 10 : Glacier Ouest du Huayna Potosi (vu depuis le sommet, août 2003).....	191
Photographie 11 : Cerro Condoriri et le glacier du même nom (août 2004).....	192
Photographie 12 : Zone frontale du Glacier Condoriri (juin 2004).....	192
Photographie 13 : Glacier Tarija (août 2004).....	193
Photographie 14 : Glacier Wila Lluxita, haute vallée d'Ichu Kota vu depuis la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG (juin 2004).....	193
Photographie 15 : Marge proglaciaire du Glacier Jankhu Uyu, haute vallée d'Ichu Kota (juin 2004).	194
Photographie 16 : Tourbe remaniée par l'avancée maximale du PAG. Glacier Jankhu Uyu, haute vallée d'Ichu Kota (juin 2004).	194
Photographie 17 : Glacier San Enrique (à gauche) et Malla Chuma (à droite), Cordillère de Quimsa Cruz (février 2003)	195
Photographie 18 : Glacier Malla Chuma, Cordillère de Quimsa Cruz (février 2003).....	195



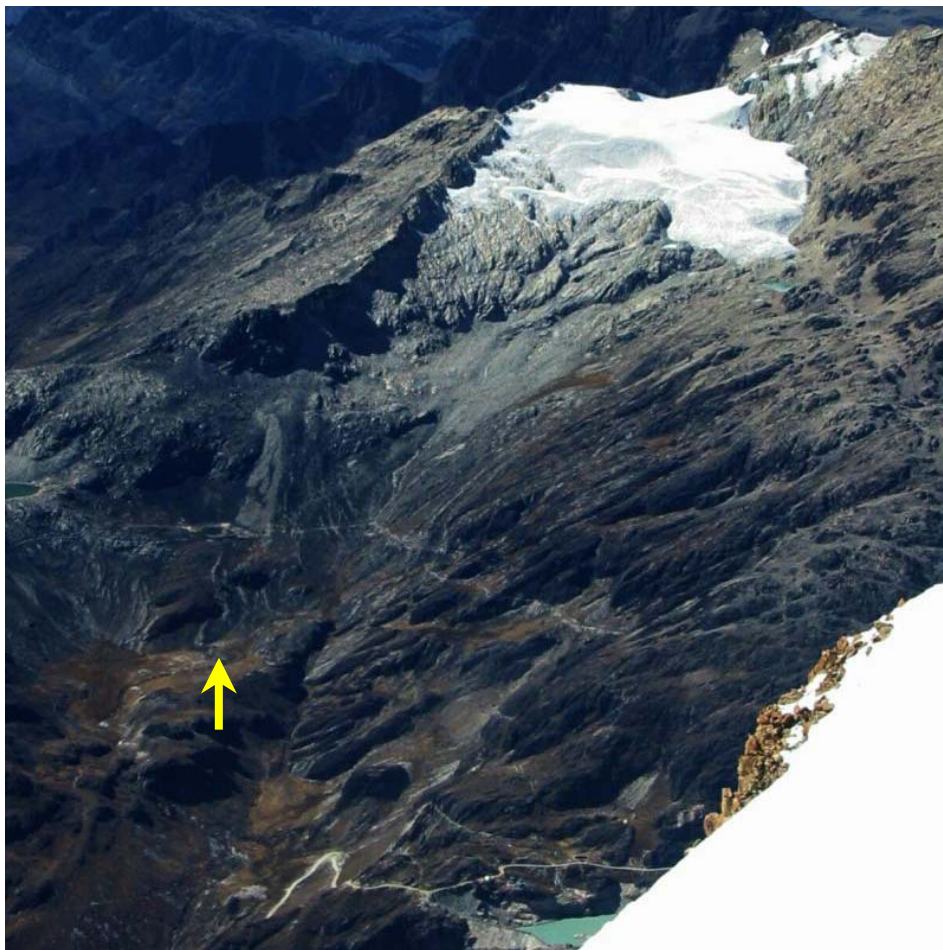
Photographie 1 : Glacier Sud du Charquini (août 2003).



Photographie 2 : Fragments de tourbe remaniée. Moraine M1, Glacier Sud du Charquini (juin 2004).



Photographie 3 : Glacier Nord-est du Charquini (juillet 2003).



Photographie 4 : Glacier Nord du Charquini (vu du sommet du Huayna Potosi, août 2003). La flèche indique la partie frontale de la moraine M1 attestant de l'extension maximale du PAG.



Photographie 5 : Glacier Ouest du Charquini, divisé en 3 parties (juillet 2003). La flèche indique la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG (cf. photo 6).



Photographie 6 : Moraines PAG du Glacier Ouest du Charquini (juillet 2004). La flèche indique la partie frontale de la moraine M1 (cf. photo 5)



Photographie 7 : Glacier du Zongo, Huayna Potosi (juillet 2000). La flèche indique la moraine latérale droite que l'on retrouve sur la photographie 8.



Photographie 8 : Front du Glacier du Zongo (août 2003) depuis le sommet de la moraine latérale gauche. En face, la moraine latérale droite, ravinée en bad-lands. La flèche indique un noyau de glace morte.



Photographie 9 : Glacier Ouest du Huayna Potosi (juillet 2003). La flèche indique la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG.



Photographie 10 : Glacier Ouest du Huayna Potosi (vu depuis le sommet, août 2003). La flèche indique la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG.



Photographie 11 : Cerro Condoriri et le glacier du même nom (août 2004). La flèche indique la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG.



Photographie 12 : Zone frontale du Glacier Condoriri (juin 2004).



Photographie 13 : Glacier Tarija (août 2004).



Photographie 14 : Glacier Wila Lhuxita, haute vallée d'Ichu Kota vu depuis la partie frontale de la moraine attestant de l'extension maximale du PAG (juin 2004).



Photographie 15 : Marge proglaciaire du Glacier Jankhu Uyu, haute vallée d'Ichu Kota (juin 2004).



*Photographie 16 : Tourbe remaniée par l'avancée maximale du PAG.
Glacier Jankhu Uyu, haute vallée d'Ichu Kota (juin 2004).*



Photographie 17 : Glacier San Enrique (à gauche) et Malla Chuma (à droite), Cordillère de Quimsa Cruz (février 2003). Les flèches jaunes indiquent les moraines latérales attestant de l'extension maximale du PAG, lorsque les deux glaciers se rejoignaient.



Photographie 18 : Glacier Malla Chuma, Cordillère de Quimsa Cruz (février 2003). La mine abandonnée de Malla Chuma, installée à l'intérieur même du complexe morainique.

